Editores

Gerardo Veroslavsky - Martín Ubilla

Sergio Martínez

Cuencas sedimentarias de Uruguay

Geología, paleontología y recursos naturales

Paleozoico

Gloria Daners
Héctor de Santa Ana
Vicente Fulfaro
César Goso Aguilar
Nora Lorenzo
Henri Masquelin
Jorge Montaño
Ethel Morales
Rossana Muzio
Elena Peel
Andrés Pérez
Graciela Piñeiro
Eduardo Rossello

DIRAC

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA – FACULTAD DE CIENCIAS

CUENCAS SEDIMENTARIAS DE URUGUAY

Geología, paleontología y recursos naturales

PALEOZOICO

GERARDO VEROSLAVSKY – MARTÍN UBILLA
SERGIO MARTÍNEZ
EDITORES

GLORIA DANERS JORGE MONTAÑO
HÉCTOR DE SANTA ANA ETHEL MORALES
VICENTE FULFARO ROSSANA MUZIO
CÉSAR GOSO AGUILAR ELENA PEEL
NORA LORENZO ANDRÉS PÉREZ
HENRI MASQUELIN GRACIELA PIÑEIRO
EDUARDO ROSSELLO

DI.R.A.C.
Montevideo – Uruguay
2006

GERARDO VEROSLAVSKY, MARTÍN UBILLA y
SERGIO MARTÍNEZ, *editores*

CUENCAS SEDIMENTARIAS DE URUGUAY

Geología, paleontología y recursos naturales

PALEOZOICO

Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, paleontología y recursos naturales. Paleozoico / Gerardo Veroslavsky, Martín Ubilla, Sergio Martínez, editores.– Montevideo: DI.R.A.C., 2006.

326 pp. : il., cuadros, mapas y fotos.
ISBN: 9974-0-0316-4

1. URUGUAY 2. GEOLOGÍA 3. PALEONTOLOGÍA
4. PALEOZOICO 5. GEOLOGÍA HISTÓRICA

I. Veroslavsky, Gerardo, ed. II. Ubilla, Martín, ed. III. Martínez, Sergio, ed.

551.77(899) CDU

Edición del texto y notas complementarias: Luis Elbert.
Diseño de tapas, tratamiento de gráficos y puesta en página: Gabriel Santoro.
Figura de tapa: adaptación del *Geological Map of the World*, 1849, de James Reynolds (ed.) incluido en el libro *The image of the world* de Peter Whitfield. Pomegranate Artbooks, San Francisco 1994.
Figura de contratapa: fragmento del *Mapa tectónico de América del Sur*, Commission for the Geological Map of the World (CGMW) 1978, UNESCO.

Edición DI.R.A.C. (División Relaciones y Actividades Culturales de Facultad de Ciencias)
Calle Iguá 4225 – Tel. 5251711 – Fax 5258617 – Montevideo 11400 – Uruguay
e-mail: dirac@fcien.edu.uy

ÍNDICE

PREFACIO

TENEMOS EL GUSTO DE PRESENTAR EL TERCER Y ÚLTIMO VOlumen de la serie ***Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales***. Aborda algunos de los acontecimientos de la vida y de la Tierra que se sucedieron durante la Era Paleozoica, hace *ca.* 540 a 225 millones de años, relacionados con nuestro territorio.

Con la aparición de este libro se cierra una etapa en la que, habiendo logrado sortear las dificultades inherentes a toda tarea intelectual, con esfuerzo y entusiasmo se alcanzó la meta propuesta. Esperamos haber contribuido a una necesaria síntesis sobre el conocimiento geológico, paleontológico y de los recursos naturales de las cuencas fanerozoicas uruguayas.[1]

Queremos destacar que esto no hubiera sido posible sin el valioso aporte de los numerosos colegas que participaron en la elaboración de estos tres volúmenes. Nuestro trabajo como editores se orientó principalmente a reunir voluntades y esfuerzos de profesionales que, desde distintos lugares y áreas del conocimiento, permitieran alcanzar aquel objetivo. Su conjugación es un ejemplo de acción colectiva y armónica en la que valoramos del mismo modo todos los aportes. Vaya entonces nuestro reconocimiento y agradecimiento a los 20 colegas que contribuyeron con la obra, así como también a aquellos que participaron en la lectura y corrección de los capítulos. Con todos ellos compartimos la distinción otorgada el año pasado por el Ministerio de Educación y Cultura a nuestro primer libro de la serie.[2]

1. El primer volumen de esta serie, dedicado al Mesozoico, se publicó en marzo de 2003, con una segunda edición en agosto de 2004. El segundo, sobre el Cenozoico, apareció en marzo de 2004.
2. Se trata de una mención en la categoría Ensayo Divulgación Científica, del Premio Anual de Literatura correspondiente a las publicaciones del año 2003. El jurado estuvo integrado por Julio Fernández, Juan Grompone, Uruguay Rossani, Julio Varela y Daniel Vidart. *(N. de E.)*

Este volumen se refiere a la evolución tectónica y sedimentaria de las cuencas paleozoicas: a sus rocas, sus fósiles y sus recursos minerales asociados. Es preciso advertir, una vez más, que el contenido del libro no pretende abarcar toda la riqueza temática que involucra este período, sino que desarrolla selectivamente aspectos que hemos decidido resaltar.

Pretendimos con los anteriores y obviamente con el presente libro, que el contenido fuera de utilidad no solamente al profesional del área de Geociencias, sino también a estudiantes universitarios de ramas científicas y técnicas, docentes de enseñanza media y, en general, a todo aquel lector que cuente con una base de conocimientos geológicos. El éxito editorial, que inclusive llevó a una rápida segunda edición del volumen "Mesozoico", nos dejó ver, en forma objetiva, que existe un público lector ávido por los temas de las Geociencias y que supera varias veces el número de profesionales relacionados directamente a la geología uruguaya.

El primer capítulo del libro es una introducción breve sobre los principales acontecimientos de la evolución de la vida y de la Tierra que transcurrieron durante el Paleozoico, con un enfoque de carácter general y con énfasis en la "evolución gondwánica" en la que se enmarca nuestro territorio.

El segundo capítulo es una reclamada síntesis del basamento uruguayo sobre el que reposan nuestras cuencas sedimentarias, lográndose una caracterización sumaria y actualizada de los rasgos geológicos y estructurales del Escudo Uruguayo, no exento de una crítica visión sobre aspectos metodológicos y conceptuales que pesan sobre las principales ideas sobre la que descansan los estudios del basamento en los últimos años.

Los cinco capítulos siguientes abarcan variados temas sobre la evolución de las dos cuencas paleozoicas de nuestro territorio: la cuenca devónica y la cuenca permocarbonífera. La mayoría de estos capítulos contienen nuevos enfoques sedimentológicos y estratigráficos así como discusiones de temas de actualidad.

Por último, se incluyen dos capítulos que refieren a temáticas de aplicación asociadas a las rocas paleozoicas: las rocas ornamentales y los recursos hídricos subterráneos.

Si bien todos los capítulos han sido revisados por los editores y otros colegas incluidos en la nómina, el contenido de cada uno de ellos es de exclusiva responsabilidad de los respectivos autores. Alejandra Rojas, Susana

Damborenea, Alexandre Perinotto, Daniel Perea, Vicente Fulfaro y Eduardo Rossello, tuvieron la amabilidad de realizar la lectura crítica de algunos capítulos. A ellos nuestro agradecimiento.

En aras de una lectura más ágil, se ha procurado incluir un número reducido de referencias bibliográficas en el texto, sin perjuicio de que al final de cada capítulo podrán hallarse, además de las referencias citadas, otras fuentes recomendadas para la ampliación de los temas desarrollados. Algunas notas al pie de página y notas del editor técnico, sello característico de los textos editados por nuestra Facultad de Ciencias, se incluyen como medio de ampliar temáticas específicas o resaltar aspectos que resultan de interés general.

Agradecemos a la Comisión Sectorial de Enseñanza (CSE) y Comisión Sectorial de Investigación Científica (CSIC) de la Universidad de la República, al Consejo Nacional de Investigación, Ciencia y Tecnología (CONICYT) y al Programa de Desarrollo de Ciencias Básicas (PEDECIBA) por el apoyo a las actividades académicas de la mayoría de los autores que participaron en esta obra. El apoyo y motivación dado por nuestros colegas del Departamento de Evolución de Cuencas, así como por los estudiantes de geología de la Facultad, ha sido un estímulo importante para finalizar la obra. Asimismo, expresamos nuestro reconocimiento a la contribución de la Sociedad Uruguaya de Geología que posibilitó la segunda edición, corregida y ampliada, del primer volumen de la obra.

Nuestro muy especial agradecimiento a DI.R.A.C: a Luis Elbert, quien a pesar de su alejamiento de nuestra Facultad nuevamente aportó su esfuerzo y entusiasmo para la conclusión de esta obra; y a Gabriel Santoro, que asumió nuevos desafíos con seriedad y responsabilidad, ocupándose pacientemente de mejorar todos los aspectos que hacen a la edición de este libro.

Por último, nuestro reconocimiento a las autoridades de Facultad de Ciencias, que tempranamente confiaron y apoyaron la realización de esta serie de libros sobre las Cuencas Sedimentarias de Uruguay.

Los Editores

AUTORES

Se indica para cada autor: nombre, ciudad y año de nacimiento, títulos académicos, lugares de trabajo, áreas de desempeño profesional, y dirección electrónica. Las localidades e instituciones mencionadas son uruguayas, salvo indicación expresa.

Gloria Daners (Montevideo, 1969)
Licenciada en Biología, Universidad de la República, 1992.
Facultad de Ciencias.
Palinología, bioestratigrafía y melisopalinología.
glo@fcien.edu.uy

Héctor de Santa Ana (Montevideo, 1955)
Doctor en Geología, Universidade Estadual Paulista, Brasil, 2004.
Facultad de Ciencias; ANCAP.
Análisis de cuencas y exploración de hidrocarburos.
hdesantaana@ancap.com.uy

Vicente Fulfaro (São Paulo, Brasil, 1937)
Doctor en Geología, Universidade de São Paulo, Brasil, 1967.
Universidade Estadual Paulista, Brasil.
Análisis de cuencas, estratigrafía y recursos minerales.
vfulfaro@rc.unesp.br

César Goso Aguilar (Porto Alegre, Brasil, 1962)
Doctor en Geología, Universidade Estadual Paulista, Brasil, 2000.
Facultad de Ciencias.
Sedimentología, estratigrafía y geología ambiental.
goso@fcien.edu.uy

Nora Lorenzo (Montevideo, 1976)
Licenciada en Cs. Biológicas, Universidad de la República, 2000.
Facultad de Ciencias.
Paleontología.
nlorenzo@fcien.edu.uy

Sergio Martínez (San Carlos, 1958)
Doctor en Cs. Geológicas, Univ. de Buenos Aires, Argentina, 1995.
Facultad de Ciencias.
Paleontología de invertebrados y bioestratigrafía.
smart@fcien.edu.uy

Henri Masquelin (Montevideo, 1960)
Doctor en Geología, Univ. Fed. do Rio Grande do Sul, Brasil, 2002.
Facultad de Ciencias.
Geología estructural y petrología de rocas metamórficas.
hmasquel@fcien.edu.uy

Jorge Montaño (Montevideo, 1951)
Doctor en Cs. Geológicas, Univ. de Buenos Aires, Argentina, 2001.
Facultad de Ciencias.
Recursos hídricos subterráneos e hidrogeología ambiental.
montanox@movinet.com.uy

Ethel Morales (Florida, 1978)
Estudiante de Geología, Universidad de la República.
Facultad de Ciencias.
Geología y recursos minerales.
ethel@fcien.edu.uy

Rossana Muzio (Montevideo, 1962)
Doctora en Geología, Universidade Estadual Paulista, Brasil, 2000.
Facultad de Ciencias.
Petrografía de rocas graníticas y magmatismo mesozoico.
rossana@fcien.edu.uy

Elena Peel (Montevideo, 1968)
Licenciada en Geología, Universidad de la República, 2003.
Facultad de Ciencias.
Geología y geoquímica.
elena@fcien.edu.uy

Andrés Pérez (Paysandú, 1961)
Licenciado en Geología, Universidad de la República, 1993.
Obras Sanitarias del Estado (OSE).
Hidrogeología.
aperez@ose.com.uy

Graciela Piñeiro (Montevideo, 1956)
Doctora en Ciencias Biológicas (Paleontología), PEDECIBA, 2004.
Facultad de Ciencias.
Vertebrados fósiles, paleocología y bioestratigrafía.
fossil@fcien.edu.uy

Eduardo Rossello (Mercedes, Argentina, 1954)
Doctor en Ciencias Geológicas, Univ. de Buenos Aires, 1983.
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Argentina.
Geología estructural, geotectónica y geología económica.
rossello@gl.fcen.uba.ar

Martín Ubilla (Melo, 1957)
Doctor en Ciencias Biológicas (Paleontología), PEDECIBA, 1996.
Facultad de Ciencias.
Paleontología de vertebrados, bioestratigrafía y paleoambientes.
ubilla@fcien.edu.uy

Gerardo Veroslavsky (Montevideo, 1963)
Doctor en Geología, Universidade Estadual Paulista, Brasil, 1999.
Facultad de Ciencias.
Análisis de cuencas y recursos minerales.
gerardo@fcien.edu.uy

EL PALEOZOICO

Gerardo Veroslavsky, Sergio Martínez y Martín Ubilla

EL PALEOZOICO ("VIDA ANTIGUA"), LA PRIMERA DE LAS TRES eras en que John Phillips propuso subdividir el Fanerozoico ("vida visible"), transcurrió durante casi 300 millones de años (hace 542 a 251 millones de años), y se divide en seis períodos: Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero y Pérmico (Figs. 1 y 2).

El Cámbrico, con una duración aproximada de 54 millones de años, refiere a una potente sucesión sedimentaria, en algunos sectores con bajo grado de metamorfismo, compuesta por pelitas pizarrosas, cuarcitas, grauvacas y calizas presentes en Europa y particularmente, en el Norte de Gales (*Cambria* es la denominación dada por el imperio romano a Gales). El Cámbrico, al igual que el Silúrico, fue definido por Adam Sedgwick y Roderick Murchison en 1835, habiendo motivado entre estos geólogos una histórica discusión.[1]

El Ordovícico fue agregado en 1879 por el geólogo inglés Charles Lapworth (1842-1920), al constatar la necesidad de dividir al Paleozoico basal en tres períodos diferentes, sustentado en las diferencias significativas de los grupos de fósiles de las unidades sedimentarias. Su nombre deriva de *ordovices*, antigua tribu celta del Norte de Gales.[2] El Ordovícico comprende el lapso entre 488 y 444 millones de años.

1. Adam Sedgwick (1785-1873), destacado geólogo inglés, fue profesor en la Universidad de Cambridge donde modernizó la enseñanza de la geología. Charles Darwin lo consideró como uno de sus profesores favoritos y, bajo la recomendación de John Henslow, pudo sumarse como ayudante de campo en una extensa campaña de Sedgwick al Norte de Gales, brindándole al naturalista inglés una muy rica experiencia práctica previa a su partida en el *Beagle*. Roderick Murchison (1792-1871) también desempeñó importantes cargos en sociedades científicas como geólogo y geógrafo.
2. Los *ordovices* ("los que luchan con martillo") fueron conquistados por las tropas romanas al mando de Gnæus Julius Agricola en 77-78 d.C. *(N. de E.)*

EÓN	ERA	SISTEMA / PERÍODO	SERIE / ÉPOCA	PISO / EDAD	TIEMPO en Ma
FANEROZOICO	PALEOZOICO	SILÚRICO	PRIDOLIENSE		
			LUDLOWENSE	Ludfordiense	
				Gorstiense	
			WENLOCKENSE	Homeriense	
				Sheinwoodiense	
			LLANDOVERIENSE	Teliquiense	
				Aeroniense	
				Rhuddaniense	444
		ORDOVÍCICO	SUPERIOR / TARDÍO	Hirnantiense	
			MEDIO / MESO	Darriwilense	
			INFERIOR / TEMPRANO		
				Tremadociense	488
		CÁMBRICO	SUPERIOR / TARDÍO FURONGIENSE		
				Paibiense	
			MEDIO / MESO		
			INFERIOR / TEMPRANO		542
PROTEROZOICO		EDIACÁRICO			

Figura 1 – *Carta estratigráfica internacional del Paleozoico (inferior).*
Ma: *millones de años. Fuente: Ogg (2004).*

EÓN	ERA	SISTEMA / PERÍODO	SERIE / ÉPOCA	PISO / EDAD	TIEMPO en Ma
FANEROZOICO	PALEOZOICO	PÉRMICO	LOPINGIENSE	Changhsingiense	251
				Wuchiapingense	
			GUADALUPIENSE	Capitanense	
				Wordiense	
				Roadiense	
			CISURALIENSE	Kunguriense	
				Artinskiense	
				Sakmariense	
				Asseliense	299
		CARBONÍFERO	PENNSYLVANIENSE	Gzheliense	
				Kasimoviense	
				Moscoviense	
				Bashkiriense	318
			MISSISSIPPIENSE	Serpukhoviense	
				Visean	
				Tournaisiense	
		DEVÓNICO	SUPERIOR / TARDÍO	Fammeniense	359
				Frasniense	
			MEDIO / MESO	Givetiense	
				Eifeliense	
			INFERIOR / TEMPRANO	Emsiense	
				Pragiense	
				Lochkoviense	416

Figura 2 – *Carta estratigráfica internacional del Paleozoico (superior).*
Ma: *millones de años. Fuente: Ogg (2004).*

El Silúrico transcurre hace 444 a 416 millones de años. Su nombre deriva de una tribu celta que ocupó la región Sur de Inglaterra (*silures*); fue propuesto formalmente, como ya fue señalado, por Sedgwick y Murchison. Se caracteriza por una potente sucesión de "pizarras graptolíticas" a las que se intercalan cuarcitas y calizas. Su corta duración fue consecuencia de las rápidas transformaciones geográficas y biológicas que ocurrieron durante este período.

El Devónico también fue definido por Murchison y Sedgwick al reparar que en Escocia, por encima de las capas del Silúrico, ocurría una importante sucesión de areniscas rojas (*old red sandstones*) así como, en la región

de Devonshire, otras sucesiones sedimentarias que, con diferentes litologías, resultaban equivalentes a las *old red sandstones*. Este período tiene una duración de 57 millones de años.

El Carbonífero transcurrió hace 359 a 299 millones de años. Su nombre hace referencia a los importantes depósitos de carbón que se formaron en ese período en Europa (*coal measures* en Inglaterra, *terrains houillères* en Francia, y *Kohlengebirge* en Alemania), cuando esas masas continentales se encontraban sobre o muy próximas al Ecuador, propiciando el desarrollo de una importante vegetación bajo un clima tropical a subtropical. En Norte-América clásicamente se han definido unidades, el Mississippiense y el Pennsylvaniense (Fig. 2), los que actualmente se consideran subdivisiones del Carbonífero.

El Pérmico es el último período del Paleozoico (hace 299 a 251 millones de años). Fue definido por Murchison en 1841 para designar una sucesión de areniscas rojas que se apoyaban sobre secuencias sedimentarias portadoras de espesos bancos de carbón. Por esta razón, Murchison denominó a los estratos de la región de Perm' (al Oeste de los Montes Urales en Rusia) como *new red sandstones*. Vale la pena destacar que importantes depósitos de carbón alcanzan a formarse inclusive durante el Pérmico, en la propia región del Perm' y que buena parte de los carbones gondwánicos son en realidad de edad Pérmico.

La distribución de los continentes

Al iniciarse el Paleozoico, cerca del 95% de las masas continentales ya estaban formadas; muchos autores coinciden en esto. Desde el punto de vista geotectónico, el Paleozoico fue un escenario cambiante, donde un importante conjunto de información geológica, principalmente de índole geocronológica, paleomagnética y geotectónica, verifica que los procesos de aglutinación y desagregación de las masas continentales fueron recurrentes a lo largo de la historia geológica. Ello tendrá relevantes consecuencias en la diversidad biológica de esta Era, como resultado de las importantes modificaciones paleogeográficas que se suceden con la ruptura y dispersión de masas continentales, pasando a ocupar diferentes posiciones latitudinales y dando lugar al nacimiento, desarrollo y cierre de varios mares y océanos (*e.g.* Iapetus y Rheico, entre otros).[3] Quizás la única gran excepción a esas grandes

3. El océano Iapetus (del nombre mitológico heleno Iapetós, hijo de Uranos y Gaia, padre de Promētheós) separaba hace unos 550 millones de años las masas continentales Laurentia (núcleo de la actual Norte-América) al Norte del océano, y Baltica (Escandinavia y la región báltica) al Sur; todo ello en el Hemisferio Sur de la Tierra. En un proceso de subducción que transcurrió durante unos 120 millones de años, la corteza oceánica fue desapareciendo bajo la corteza continen-

modificaciones continentales durante el Paleozoico haya sido el continente Gondwana.

El Paleozoico se inicia con una configuración continental que hereda la historia de los procesos tectónicos ocurridos hacia finales del Proterozoico.[4] Se postula que hace aproximadamente 550 Ma existió un supercontinente de una muy corta vida, al que se ha denominado Pannotia (Dalziel 1997). Éste se habría formado poco antes del inicio del Paleozoico por la colisión de tres continentes: Gondwana, Laurentia–Baltica y Siberia. La glaciación Varangeriense, que habría ocurrido entre 625 y 580 millones de años, está asociada a la formación de este supercontinente, el que se encontraría ocupando el hemisferio Sur.[5]

De aceptarse la existencia de Pannotia hacia el inicio del Cámbrico, la historia paleozoica se podría sintetizar en Gondwana manteniéndose relativamente incólume y ocupando el Hemisferio Sur, mientras que las antiguas masas continentales que se habían aglutinado hacia finales del Proterozoico (Laurentia, Baltica, Siberia), sufrirán a partir de hace 500 millones de años múltiples procesos de desagregación, con fuertes desplazamientos latitudinales y longitudinales. Todo ese periplo trajo como consecuencia varias reactivaciones de ciclos glaciales (*vide infra*), importantes cambios relativos del nivel del mar y formación de orógenos paleozoicos como resultado de múltiples colisiones.

Por ejemplo, entre 420 y 380 millones de años atrás, Laurentia (enorme masa continental constituida por gran parte de la actual Norte-América) chocó con Baltica (parte de Europa). Las dos masas se unieron para formar Laurasia, generando un importante cinturón de rocas deformadas que delimita la existencia de una cordillera de plegamiento erosionada; ésta se prolonga desde Irlanda al Norte de Escandinavia y Groenlandia (Orogenia Caledoniana).

Entre 360 y 270 millones de años atrás, Laurasia colisionó con Gondwana y con Siberia para dar nacimiento a Pangea (Orogenia Herciniana) y muerte al océano Iapetus. En el primer caso, aparecieron cordilleras de plegamiento y fallas en el Sur y en el Este de los Estados Unidos (Orógeno Ouachita y cordillera de los Apalaches, respectivamente). Por otro lado, cuando

tal: ambas masas quedaron prácticamente unidas, sin el océano entre ellas. Escocia quedó unida a Inglaterra, y así permaneció cuando el resto de Laurentia a la que inicialmente pertenecía, emigró hacia el Oeste. *(N. de E.)*

4. El Proterozoico (del griego *prótēros* = primero, y *zōon* = animal) se extiende desde 2.500 millones de años atrás hasta el comienzo del Cámbrico. *(N. de E.)*
5. Pannotia –nombre sugerido por el geólogo angloaustraliano Christopher McAulay Powell (1943-2001) en 1995– proviene del griego *pán* = todos y *notios* = al Sur.

Laurasia colisionó con Siberia surgieron cordilleras de plegamiento al Este de Europa: los Urales. Este momento particular de la evolución de la corteza corresponde a la etapa póstuma de un Ciclo de Wilson, es decir, un nuevo megaevento de aglutinación continental que condujo a la formación de Pangea. Como resultado se formará también un único océano: Panthalassa. La evolución de las masas continentales y oceánicas durante el Paleozoico se ilustra en la Figura 3.

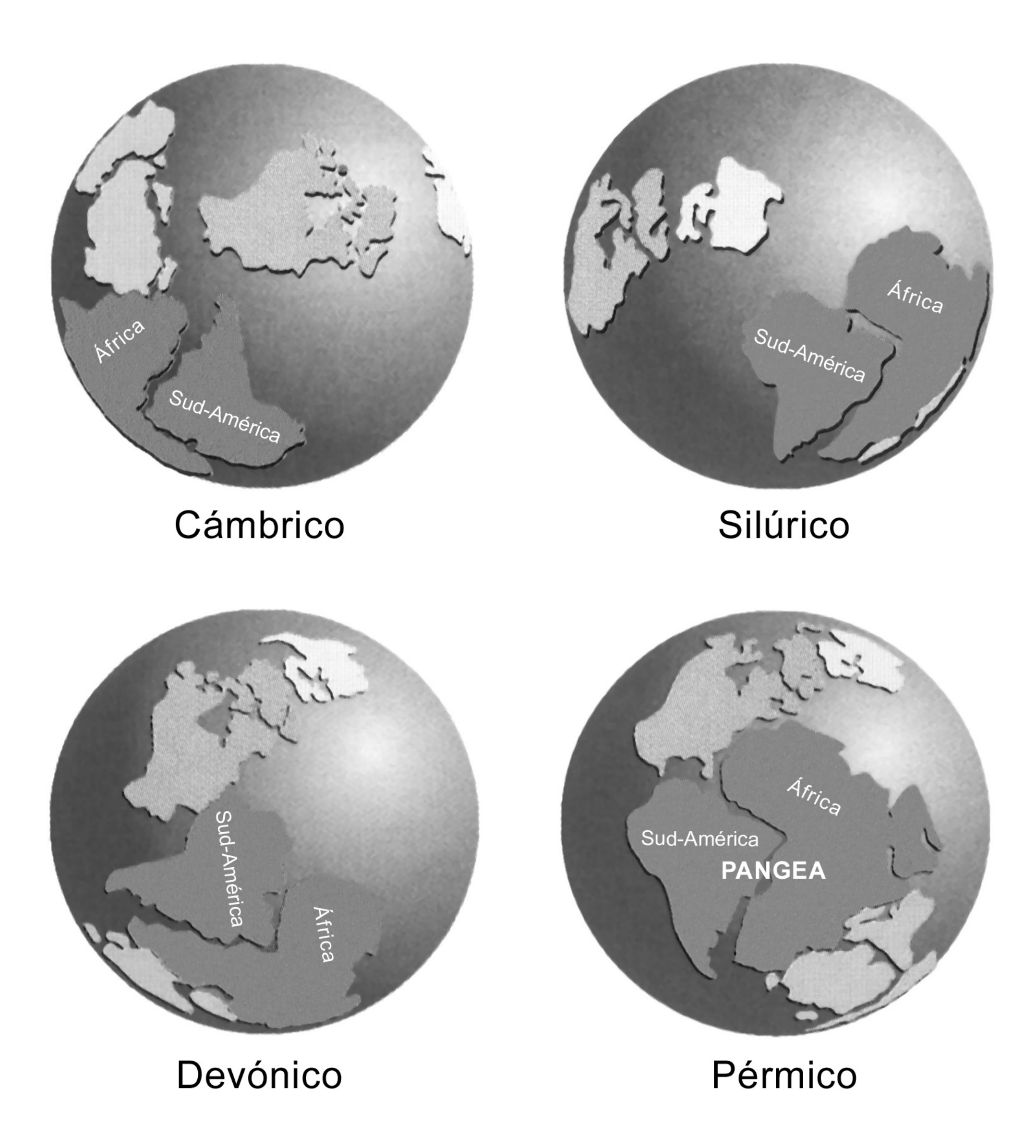


Figura 3 – *Evolución de las masas continentales en el Paleozoico.*

Evolución paleoclimática

Hacia finales del Proterozoico, la Tierra pasó probablemente por el período más frío que jamás haya experimentado antes. Tanto los océanos como los continentes se congelaron, tal vez con la excepción de las regiones muy cercanas al ecuador. De aquí que esa hipótesis de la evolución planetaria se denomine "Tierra Bola de Nieve" (*Snowball Earth*). De acuerdo con lo que sostienen algunos especialistas en el tema, bajo esta situación el aumento del albedo del planeta y la reflexión de los rayos solares provocó que éste se volviera aún más frío. Bajo la capa de hielo de los mares, los organismos que lograron sobrevivir habrían tenido como única fuente de calor el proveniente del interior de la Tierra y que se escapaba por la corteza oceánica submarina.[6]

En 1998, Paul Hoffman y colaboradores desarrollaron esta idea apoyándose inicialmente en el registro geológico de Namibia, regiones de Australia, Canadá e Islas Svalbard. Básicamente, estudiaron los espesos depósitos de rocas carbonáticas que se asocian a depósitos glaciares. Según esos autores, estas secuencias sedimentarias de finales del proterozoico muestran evidencias de que la actividad biológica habría cesado en los océanos durante millones de años. Esta situación es esperable en caso de una glaciación extrema pero además describieron que las secuencias carbonáticas se apoyan inmediatamente por encima de los depósitos glaciares. Esto último, apoyaría la idea de una Tierra mucho más caliente tras cada uno de los ciclos glaciales. Tras estos períodos de fuertes glaciaciones, el clima cambiaba radicalmente produciendo aumentos extremadamente rápidos del nivel de los océanos y un calentamiento global.[7] El último de estos ciclos glaciares extremos identifica-

---

6. Fue el paleomagnetólogo estadounidense Joseph Kirschvink quien primero propuso la teoría "*Snowball Earth*", señalando que probablemente sólo hayan existido dos episodios en la historia de la Tierra en los que se llegara a tales extremos de glaciación; el primero hace entre 900 y 600 Ma, durante el Neoproterozoico, y el otro, en el Paleoproterozoico, hace unos 2.300 Ma.
7. La Teoría de la "Bola de Nieve" conmocionó a la comunidad científica. Son varias las objeciones que se le observan. Unas se vinculan al mecanismo de enfriamiento de la Tierra: la radiación solar de la época está lejos de justificar que hubiese glaciares a nivel del mar en posiciones tropicales y aún mas lejos de explicar cómo se terminó ese enfriamiento. La posible anoxia de los mares de finales del Proterozoico, necesaria para dar razón a los depósitos de hierro bandeado, sería aceptable tan sólo con un océano totalmente congelado, lo que de haber sido así generaría un problema aún mayor: la sobrevivencia de la biosfera. La formación de las secuencias carbonáticas depositadas hacia finales de cada ciclo glacial se podrían explicar sólo cuando la actividad volcánica (no antes de algunas decenas de millones de años) hubiera logrado acumular la suficiente cantidad de CO_2 como para regenerar el efecto invernadero y fundir el hielo, y por ese motivo, algunos de los principales detractores de esta teoría se preguntan por qué hay secuencias carbonáticas sobre algunos depósitos glaciales y no sobre todos, y por qué a veces unos y otros están intercalados como si las condiciones de glaciación e invernadero se hubiesen repetido cíclicamente. Otra fuerte objeción viene de los estudiosos de las rocas ígneas al analizar el comportamiento del estroncio de masa 87. Este isótopo es

dos por esos investigadores estaría próximo a los 570 millones de años, próximo al inicio del Ediacárico.[8] Este momento se correspondería con una masiva diversificación de los organismos unicelulares así como con la aparición de los primeros animales multicelulares. Esta explosión de vida pudo verse estimulada por la presencia de muchas oportunidades evolutivas en un mundo recién descongelado.

Posteriormente, se reconoce para el Paleozoico un clima esencialmente benigno pautado por dos importantes procesos de glaciación ocurridos en el Ordovícico tardío–Silúrico temprano y Carbonífero–Pérmico (Fig. 4). Según algunos investigadores, existen algunas evidencias de glaciares en el Cámbrico temprano y en el Devónico (*vide infra*). Durante el Paleozoico bajo, se tiende a aceptar que predominaron condiciones "marinas", con un nivel elevado de CO_2 atmosférico y nivel del mar alto, manifestado por el desarrollo de varios mares epicontinentales (Fig. 4). Este elevado nivel del mar, no habría tenido bases glacio–eustáticas sino mas bien tectónicas.

La glaciación del Ordovícico tardío–Silúrico temprano está evidenciada por registros en el Norte de África, que en ese momento ocupaba un posicionamiento cercano al Polo Sur. Transcurrieron prácticamente 60 millones de años hasta la próxima glaciación.

Hacia el Paleozoico medio, el desarrollo de las plantas terrestres (*vide infra*), tuvo significación ya que habría provocado la disminución del efecto albedo, la intensificación del ciclo hidrológico, a la vez que habría constituido un reservorio para el ciclo del carbono con descenso del CO_2 atmosférico.

Durante el Paleozoico tardío se produjeron dos grandes procesos: por un lado el desarrollo de carbón en un cinturón tropical y otro en latitudes medias (gondwánico); por el otro, la glaciación en el Hemisferio Sur, afectando mayormente Sud-América, África, Antártida, India y Australia. Los registros de esta glaciación sirvieron a Alfred Wegener para sostener sus ideas de deriva continental (Fig. 5). Este proceso tuvo una prolongada duración alcanzando aproximadamente 100 millones de años (*vide infra*).

---

producido por los granitos y se acumula en los sedimentos marinos sólo como resultado de la erosión de los continentes por lo que en una Tierra cubierta por masas de hielo, y por lo tanto sin erosión, la cantidad de 87Sr debería descender bruscamente pero ocurre lo contrario. (*vide* para mayores detalles la bibliografía al final de este Capítulo).

8. Véndico era el nombre más utilizado para este período. En 1982 Preston Cloud y Martin Glaessner propusieron el nombre Ediacárico, por fósiles de esa época encontrados en los montes Ediacara, en el Sur de Australia. En 2004 la International Union of Geological Sciences (IUGS) oficializó con este nombre el período geológico que transcurre entre 600 y 542 millones de años atrás.

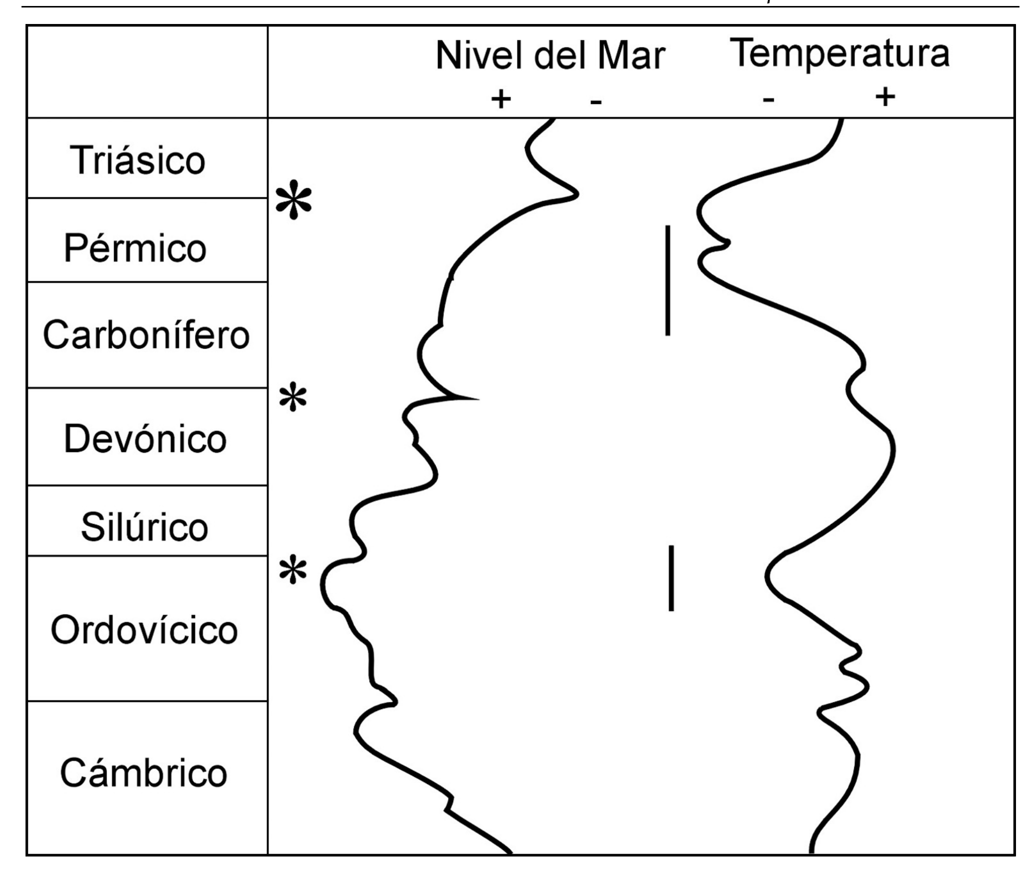


Figura 4 – *Curvas del nivel del mar y temperatura durante el Paleozoico.*
Los asteriscos representan las grandes extinciones (el mayor indica la Permo–Triásica).
Las líneas verticales representan los principales procesos de glaciación.
(Basado en Crowley & North 1991, Briggs 1995).

La vida en el Paleozoico

En los tiempos en que se sentaban las bases de las actuales divisiones del tiempo geológico, se consideraba que el registro fósil comenzaba con el Cámbrico, dejando hacia atrás un "Precámbrico" sin registro de vida.[9] De todos modos, esto no implicaba para aquellos naturalistas la inexistencia de vida, la que, dada la complejidad de los primeros registros fosilíferos, debía haberse desarrollado con anterioridad.

9. Precámbrico es un término informal. Agrupa los períodos que transcurren desde hace 3.800 Ma hasta el comienzo del Paleozoico hace 542 Ma. *(N. de E.)*

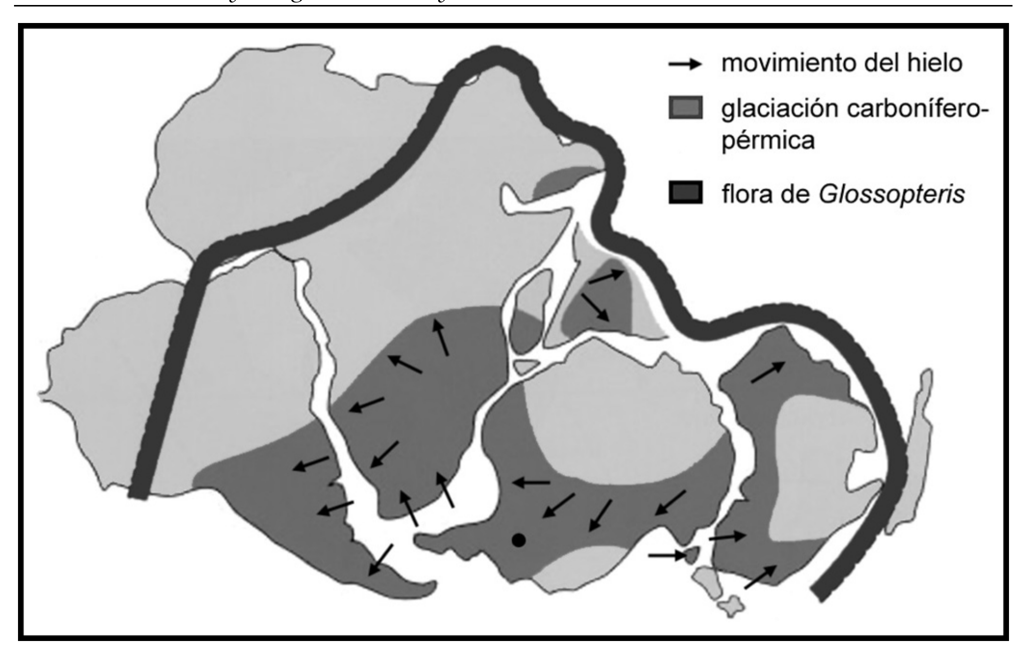


Figura 5 – *Gondwana durante el Carbonífero–Pérmico.*
Modificado de Brown & Lomolino (1998).

Ulteriormente, se acumularon evidencias respecto a la vida precámbrica, tanto uni como multicelular, lo que ha dejado más borroso el límite "Precámbrico" (Proterozoico)–Cámbrico. Si bien éste no puede ser ya definido por la contradicción no fósiles–fósiles, existen, no obstante, diferencias a uno y otro lado de la frontera.

Un paso fundamental para el registro fosilífero fue la aparición del esqueleto: marca una gran diferencia en el potencial de preservación, frente a aquellos organismos que carecen de él. Pero el esqueleto apareció en realidad antes del Paleozoico, aunque muy cerca del cuestionado límite, en el período Ediacárico. Se trata de una serie algo monótona de pequeños restos esqueletales, la que ha sido denominada "*small shelly fauna*". El paso hacia el Cámbrico se da con la aparición de otra serie de restos esqueletales en el "piso" Tommotiense:[10] presenta cierta continuidad con la anterior, pero con una diversidad mucho mayor y con el agregado de otra serie de grupos ya típicamente paleozoicos (*e.g.* braquiópodos, hyolitas). La aparición de los trilobitas, un grupo emblemático del Paleozoico, se dará en el siguiente "piso" (At-

10. Algunos Pisos, como el Tommotiense y el Atdabaniense, no han sido aceptados oficialmente, pero son de uso común entre los especialistas.

dabaniense). A partir de allí los cambios y apariciones se sucederán a un ritmo no igualado en el resto de la historia de la Tierra. Se trata de un paso de significación ocurrido en los organismos, los cuales adquirieron, quizás por vías independientes, la capacidad de utilizar elementos minerales para construir parte de su estructura ("biomineralización").

Sea como sea, es adecuado el hecho de hablar de una "explosión cámbrica" de la vida, y más cuando nos restringimos a los organismos con esqueleto. ¿Por qué en ese momento y no en otro, y qué circunstancias se dieron para que este fenómeno sucediera? Hay varias hipótesis al respecto, y quizás hayan confluido varios factores. Se ha indicado, por ejemplo, la importancia de un mayor número de nutrientes, la desagregación de Pannotia en continentes menores con el consiguiente aumento de las plataformas continentales, un tenor de oxígeno adecuado en la atmósfera, el desarrollo de nuevas estrategias ecológicas como la depredación, la necesidad de bloquear excesos de minerales, etc.

Al terminar el Cámbrico, ya habían aparecido todos los planes de organización modernos que incluyen esqueleto, con excepción de los briozoarios. Algunos yacimientos excepcionales que nos muestran fósiles de organismos sin esqueleto (como por ejemplo los de Burgess, Canadá), evidencian que la diversidad de dichos planes de organización fue mucho mayor en aquellos tiempos que posteriormente. Ello ha llevado a pensar que la vida primero ha estado frente a un fenómeno de "experimentación" y luego "estandarización" con diferenciación intralinajes.

Hasta promediando el Silúrico la vida se desarrolló en el medio acuático, momento en el cual comenzó la invasión del ambiente terrestre. Pioneros en esto fueron las plantas vasculares primitivas (Psilofitas) y los artrópodos (miriápodos y precursores de los escorpiones). La interacción biota–corteza facilitó rápidamente el desarrollo de estos grupos y la aparición o arribo de otros. Este cambio de ambiente supuso la aparición de numerosas adaptaciones dirigidas a permitir la respiración, circulación, reproducción y a evitar la desecación.

Los cordados se registran desde el Cámbrico, línea que a la postre conducirá a la especie humana. Entre ellos evolucionan los vertebrados, que protagonizaron marcados cambios a través del Paleozoico, contribuyendo a modificar las comunidades. El surgimiento de peces con mandíbula (placodermos, tiburones, óseos), implicó cambios anatómicos, alimenticios y etológicos entre otros, residiendo aquí el origen de la predación en los vertebrados.

En consonancia con los procesos evolutivos de "experimentación", dentro de los vertebrados se desarrollaron los tetrápodos, cuyos primeros representantes han sido los anfibios, con capacidad de habitar espacios subaéreos, y posteriormente las primeras y variadas formas agrupadas en reptiles incluyendo a los predecesores de los mamíferos.

Otros puntos de interés desde el punto de vista de los grupos representados actualmente, son la aparición de los insectos –el grupo más diverso en la actualidad– producida en el Devónico, el surgimiento del ala no plegable en el Carbonífero, y la más moderna ala plegable en el Pérmico.

Las oscilaciones de la diversidad biológica tomada globalmente a través del Paleozoico, se correlacionan en parte con la historia de las masas continentales, su aislamiento y/o conexión, el desarrollo de plataformas continentales aisladas, etc. Así, los picos de mayor diversidad coinciden en grandes rasgos con los momentos de mayor cantidad de masas continentales aisladas, favoreciendo la diversificación biológica global. Durante el Cámbrico–Ordovícico se produce segregación de fauna marina como consecuencia de un importante desarrollo de mares y océanos en torno a las masas continentales aisladas. En el Silúrico, debido a un mayor acercamiento de continentes en latitudes bajas se produce un mayor cosmopolitismo. Hacia el Devónico, como consecuencia de la unificación de tres masas continentales, a raíz del cierre del Océano Iapetus, al producirse contactos intercontinentales se incrementa progresivamente la fauna marina común e intercambio creciente de peces de agua dulce (Fig. 6).

John Sepkoski Jr. (1948-1999), a partir de la década de 1970, distinguió mediante estudios multifactoriales tres "faunas evolutivas": Cámbrica, Paleozoica y Moderna (Fig. 7). Conceptualmente, esta idea pretende significar que ciertos intervalos de tiempo geológico estuvieron caracterizados por un conjunto de grupos que fueron predominantes en el mismo, pautando un momento de la evolución biológica por la asociación de diversos grupos, no necesariamente relacionados por parentesco. Ello se aparta de la visión clásica de adscribir las grandes divisiones de la historia de la Tierra (Eras) a grupos únicos (*v.gr.*: "la era de los peces"), idea muy alejada de la realidad ecológica.

La fauna Cámbrica (caracterizada por trilobitas, braquiópodos inarticulados, hyolítidos, monoplacóforos y eocrinoideos), dominó durante este período y principios del Ordovícico, declinando luego de una importante extinción acaecida en este mismo período (Fig. 8). La fauna Paleozoica (*e.g.* braquiópodos articulados, corales antozoarios, cefalópodos, briozoarios, asteroi-

deos primitivos, eocrinoideos, ostrácodos, graptolitos), si bien con representantes desde el principio de la Era, tuvo su apogeo en los mares a partir de la antedicha extinción hasta el fin del Pérmico (Fig. 8), a partir del cual sus elementos son solamente componentes menores de la diversidad, frente al predominio de la fauna Moderna (Fig. 7). El desplazamiento de la fauna Cámbrica por la Paleozoica se expresó desde el punto de vista ecológico, en que la primera fue desplazada de contextos *onshore* a *offshore*, quedando las formas de la fauna Paleozoica predominando en los primeros.

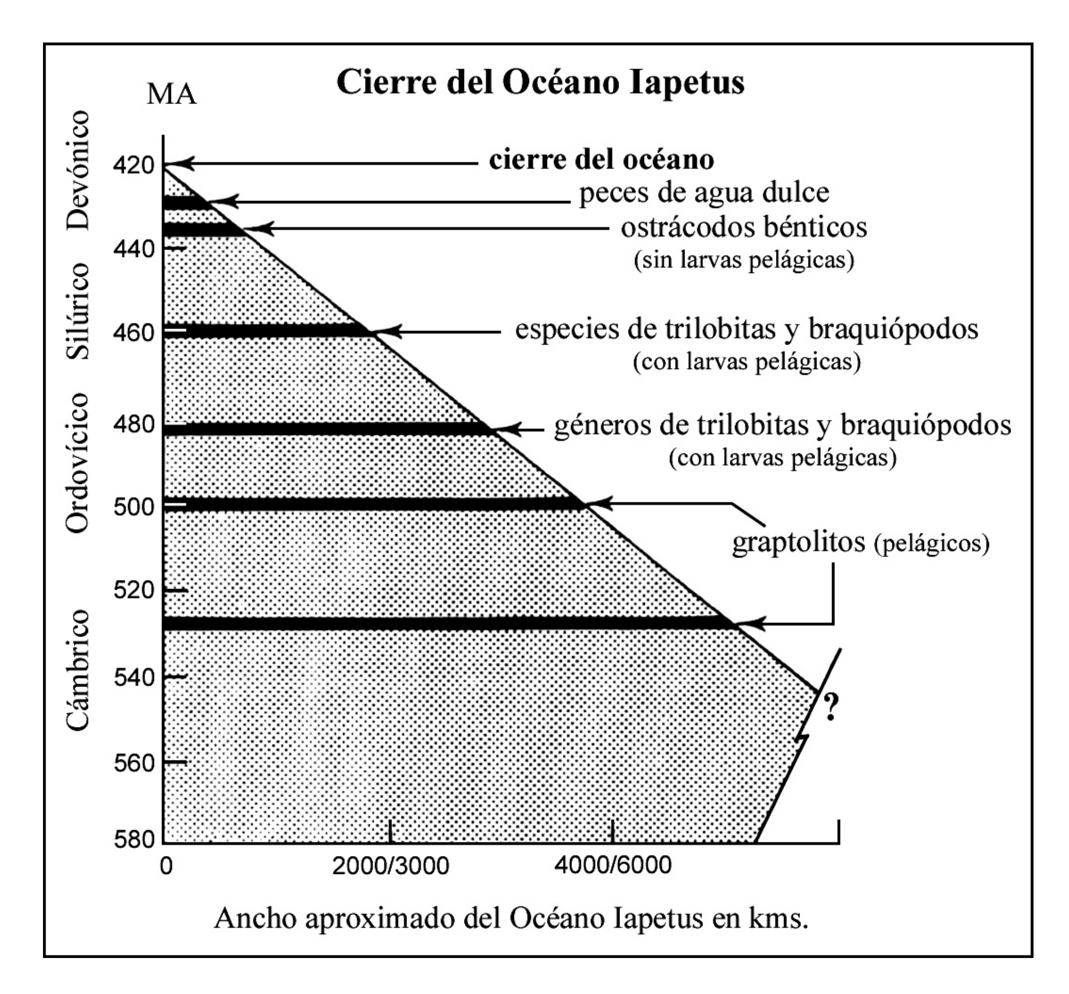


Figura 6 – *A medida que transcurrió el tiempo desde el Cámbrico al Devónico, como consecuencia del acercamiento de los continentes Laurentia, Avalonia y Baltica, se incrementó la fauna común a ambos lados del Océano Iapetus y se produjo finalmente el cierre del mismo al colisionar dichos continentes generándose Euramérica.*
Modificado de Hallam (1994).

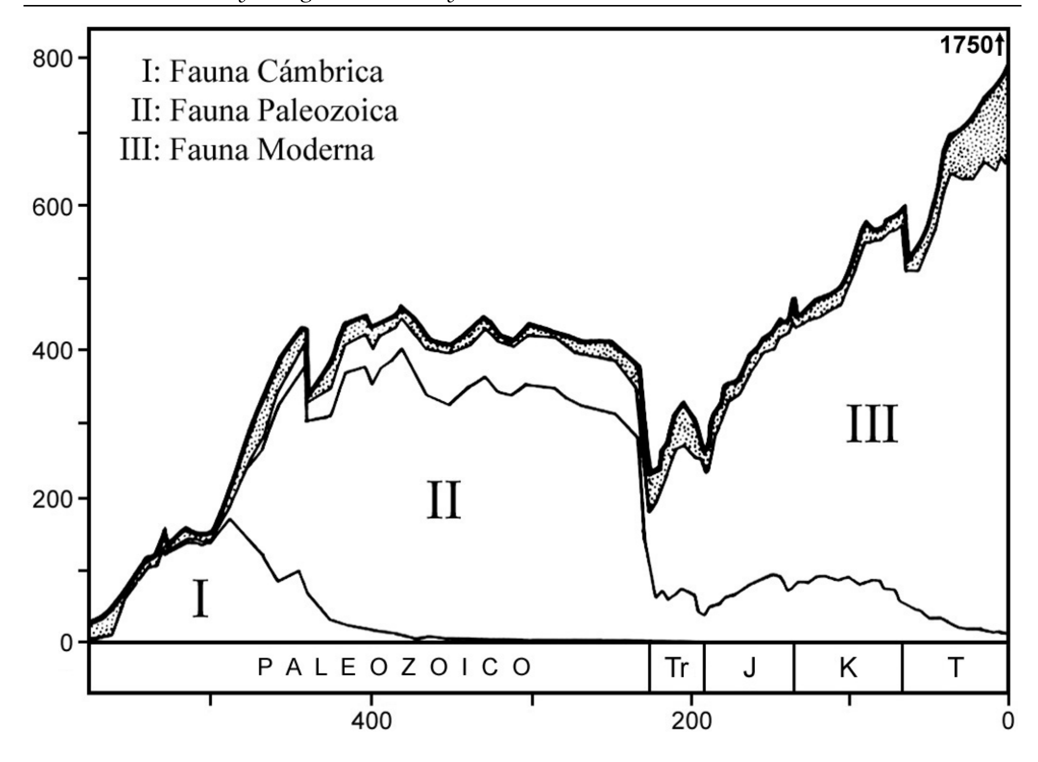


Figura 7 – *Curvas correspondientes a las tres "faunas evolutivas".*
El área punteada corresponde al residuo no explicado por el análisis.
Modificado de Sepkoski (1981).

Siguiendo esta idea original, estudios sobre los vegetales terrestres han distinguido cuatro grandes componentes de plantas vasculares (Fig. 9): el I predomina a fines del Silúrico e inicio del Devónico, y corresponde a las traqueofitas primitivas que invadieron la tierra; el II comprende principalmente a las pteridofitas, y se desarrolló a partir del Devónico Superior, decreciendo notablemente luego del Triásico. Esta flora es la que produjo los grandes bosques característicos del Carbonífero. El componente III (gimnospermas) va incrementando lentamente su diversidad a partir del Devónico, siendo particularmente dominante en el Mesozoico; y finalmente el IV (angiospermas) es el predominante desde el Cretácico hasta nuestros días. Nótese la importancia del Paleozoico en todo este desarrollo. Durante el Pérmico las plantas desarrollaron importante regionalidad, con varios reinos, entre ellos el Tropical, el Templado Norte y Sur y de Angara (Fig. 10).

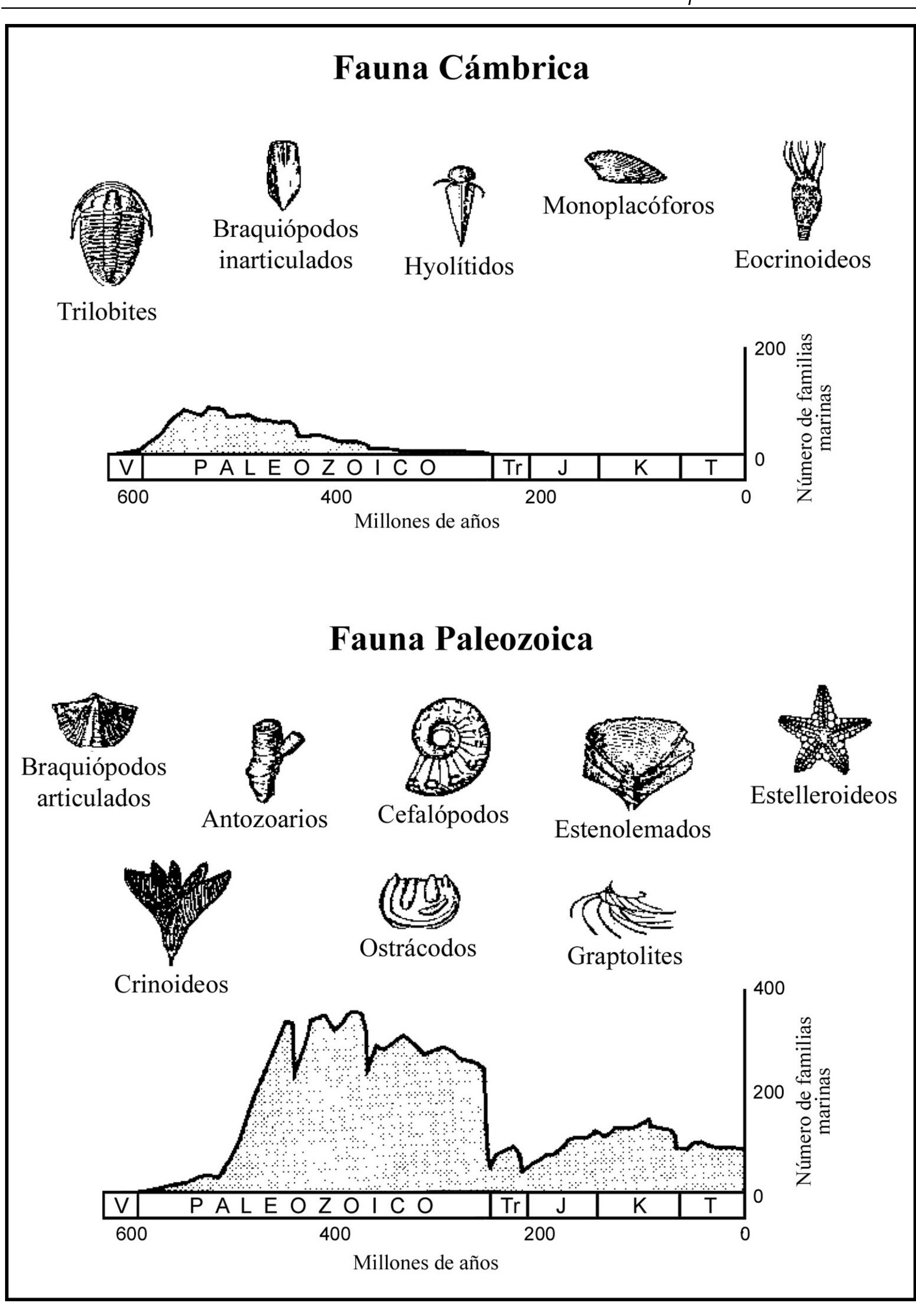


Figura 8 – *Fauna Cámbrica y Paleozoica.*
Modificado de Benton & Harper (1997).

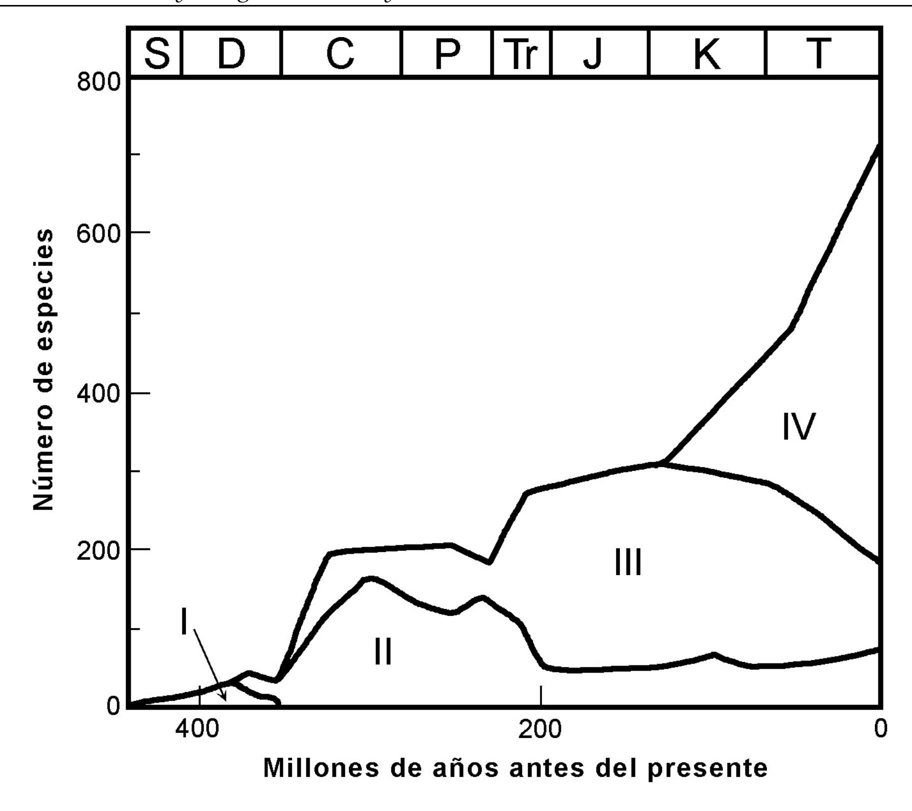


Figura 9 – *Grupos de plantas vasculares a lo largo del tiempo geológico. Modificado de Bambach* et al. *(1985).*

El Paleozoico se cerró con la extinción más severa del registro geológico (Fig. 7). Se estima que un 95% de las especies marinas con esqueleto no pasaron al Mesozoico, quedando por el camino grandes grupos como los trilobitas, fusulínidos, corales primitivos y habiendo sufrido severas pérdidas otros como los braquiópodos. La causa de esta extinción es motivo de debate, aunque existe cierto consenso básico en que varios factores coadyuvaron para que se produjera, como el impacto de un cuerpo extraterrestre, o la confluencia de los continentes en Pangea, o procesos regresivos del nivel del mar, etc. El proceso de extinción masiva no habría afectado por igual a todos los organismos; en el caso de los vertebrados, el impacto de extinción habría sido menor que lo pensado inicialmente, teniendo en cuenta no la lectura directa del registro fósil, sino las relaciones evolutivas de los grupos, que sugiere que varios de ellos debieron originarse en realidad antes del límite Pérmico–Triásico. Es importante destacar que de acuerdo a la Carta Estratigráfica Internacional 2005, el inicio del Triásico es más joven que la extinción, la que de acuerdo a este punto de vista, queda contenida en la parte final del Pérmico.

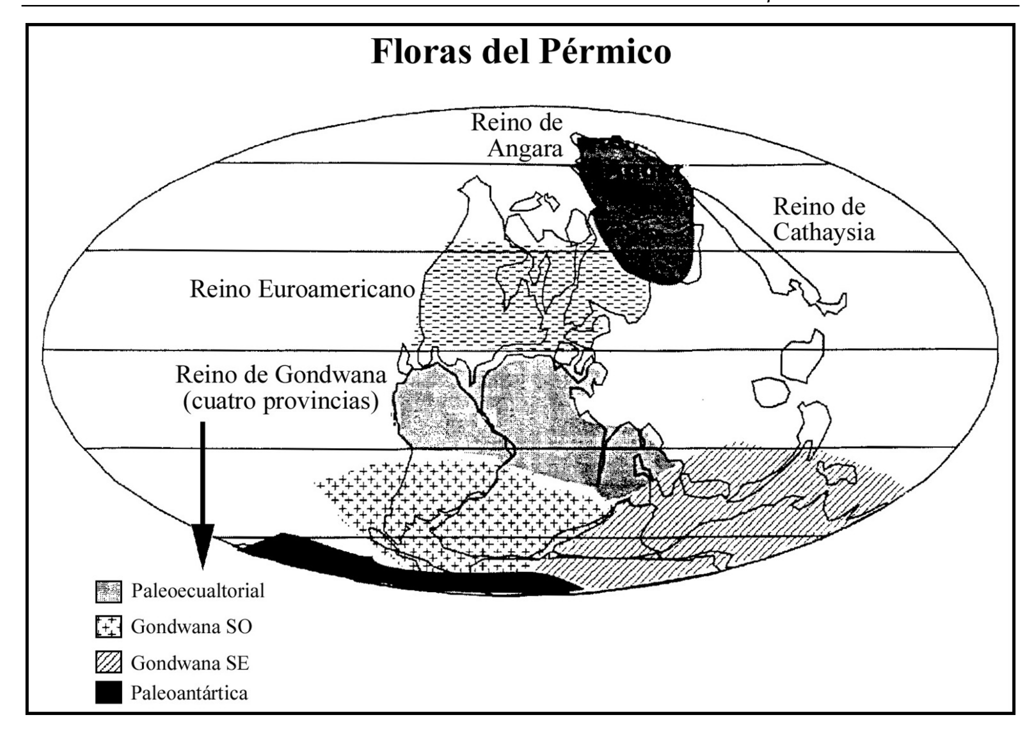


Figura 10 – *Regionalización de la flora pérmica.*
Modificado de Artabe et al. *(2003).*

Gondwana[11]

Gondwana fue una gran masa continental que se formó hacia finales del Proterozoico y sobrevivió con pequeñas modificaciones hasta el Mesozoico.[12] Su nombre deriva de la región central de la India donde aflora una sucesión de estratos relativamente continua que se extiende desde el Carbonífero Tardío al Cretácico Temprano. Estas rocas sedimentarias contienen restos vegetales del género *Glossopteris*, cuyas características distintivas permitieron a los primeros paleontólogos el establecimiento de correlaciones bioestratigráficas con otras sucesiones sedimentarias de África, Sud-América, Australia y Antártida.

---

11. Buena parte del contenido de esta sección se toma de la síntesis evolutiva de Gondwana realizada en 1997 por Edison Milani en su tesis doctoral (*vide* bibliografía al final de este Capítulo).
12. La expresión Gondwana ("Tierra de los Gond") fue usada por primera vez en 1872 por el geólogo británico Henry B. Medlicott (1829-1905) en un informe manuscrito destinado al *Geological Survey of India*, y refiere al nombre de una antigua tribu aborigen que habitó donde se desarrolla la sección estratigráfica más completa. El término vio la luz en 1876 en una publicación de O. Feismantel sobre la paleontología de esas sucesiones sedimentarias.

La idea de que estas sucesiones sedimentarias pudieran haber sido depositadas sobre un único bloque continental en el pasado geológico se debió al geólogo austríaco Eduard Suess (1831-1914) en 1885, quien no sostuvo la deriva continental aunque propuso originalmente la unión de África, Madagascar e India para formar un gran continente denominado *Gondwanaland*. En 1915, fue Alfred Wegener en su primera edición de *El origen de los continentes y los océanos* quien incorporó también a Australia y Antártida.[13] La notable contribución de Keidel (1916) estableció fuertes correlaciones geológicas entre América y Sud-África al definir el cinturón orogénico de El Cabo–Ventana.[14] El geólogo sudafricano Alexander Du Toit, luego de su viaje a América Meridional (Brasil, Argentina y Uruguay) en 1923 incorporó al concepto de Gondwana a Sud-América e hizo la primera reconstrucción rigurosa de la posición pre-deriva de África–Sud-América, basándose en la continuidad de los elementos geológicos, paleontológicos y el encastre de las márgenes continentales a ambos lados del Atlántico.

---

13. Alfred Wegener (1880-1930), alemán, meteorólogo, estremeció a la comunidad científica cuando en enero de 1912 realizó dos conferencias que, después de más de sesenta años, terminarían formando parte de los antecedentes fundamentales de la Teoría de la Tectónica de Placas. La primera fue en la Sociedad Geológica, en Frankfurt: *El origen de las megaformas de la corteza terrestre, continentes y océanos, basado en la geofísica*. La segunda conferencia, en la Sociedad para el Progreso de las Ciencias de la Naturaleza, en Marburg, se tituló *El desplazamiento horizontal de los continentes*. Aún ese mismo año publicó en *Geologische Rundschau* el artículo *El origen de los continentes*. Algunos de los conceptos revolucionarios planteados por Wegener contaban con antecedentes recientes esbozados en los trabajos de Roberto Mantovani (*L'Antarctide*, 1909) y Frank Taylor (*Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan*, 1910), demostrando que en la época ya había algunas condiciones para soportar esas ideas. Con el inicio de la Primera Guerra Mundial, Wegener debió ir al frente de batalla donde fue herido de bala en el cuello, posibilitando que durante su recuperación escribiera *El origen de los continentes y los océanos*. Este libro, cuya primera edición data de 1915, generó una gran conmoción en la comunidad geológica y geofísica de la época, al presentar ordenadamente los datos geológicos, geofísicos, paleontológicos, geodésicos y climatológicos a favor de la deriva continental. Luego de su trágica muerte, los principales francotiradores a favor de la movilidad continental fueron el sud-africano Alexander Du Toit (1878-1949), el escocés Arthur Holmes (1890-1965), el australiano Samuel W. Carey (1911-2002) y el inglés Stanley Keith Runcorn (1922-1995). Hacia 1970, aceptada por la comunidad científica la Tectónica de Placas, quedaron muy pocos francotiradores "inmovilistas" entre los que se destacaron el ruso Vladimir V. Belousov (1907-1990), y los estadounidenses Arthur A. Meyerhoff (1928-1994), su padre Howard Meyerhoff, y Paul S. Wesson.
14. Juan Keidel (1877-1954) era geólogo de la Dirección Nacional de Minas de Argentina, cuando en 1914 presentó en un congreso en Toronto (Canadá) un trabajo sobre la gran semejanza entre terrenos aflorantes en la sierra de la Ventana (a unos 560 km de Buenos Aires, cerca de Bahía Blanca) y otros de las cercanías de El Cabo, en Sud-África. El trabajo fue al año siguiente un argumento referencial para Wegener. Keidel publicó luego un trabajo sobre la precisa correlación entre las formaciones marinas y continentales de ambas regiones y la presencia de depósitos glaciares, como pruebas de que ambas zonas habían estado unidas a fines del Paleozoico. Keidel fue profesor en la Universidad de Buenos Aires hasta su retiro en 1941. (Tomado de un artículo de V.A. Ramos en la revista *Ciencia Hoy* v.6 Nº 32, 1966) *(N. de E.)*

Con el correr de los años y los estudios, el concepto de Gondwana fue adquiriendo paulatinamente una fuerte connotación paleogeográfica tanto para geólogos como para paleontólogos. Desde el punto de vista geográfico, Powell & Li (1994) consideran al Gondwana dividido en dos regiones: el Gondwana Oriental, agrupando Australia, India y Antártida, y el Gondwana Occidental, constituido por Sud-América y África. La evolución de la porción Sudoeste del Gondwana Occidental es la que mayor importancia tiene para nuestra geología regional y, en particular, para entender los aspectos más particulares de la evolución paleozoica de nuestro territorio.

Por ese motivo, para el Paleozoico, los registros geológicos sudamericanos australes (y del Sur de África) deben ser analizados bajo ese contexto geotectónico, en particular teniendo en cuenta los eventos tectónicos de orden mayor que se desarrollaron hacia la margen activa del borde de placa, donde durante el Paleozoico se registraron interacciones tectónicas entre bloques litosféricos correspondientes al paleocontinente, al océano Panthalassa y a terrenos alóctonos que colisionaron a lo largo de ese borde activo (Milani 1997).

En ese marco, es importante reconocer que el basamento de Gondwana, sobre el que se acumularon las sucesivas secuencias sedimentarias paleozoicas, está constituido por un extenso y heterogéneo mosaico de unidades precámbricas, adosados entre sí a lo largo de varios cinturones móviles activos, principalmente, entre los 900 a 450 millones de años (Fulfaro *et al.* 1982). En este intervalo de tiempo se incluyen los eventos geotectónicos ligados a la Orogenia Brasiliana/Panafricana. Según Milani (1997), buena parte de esas suturas muestran fragmentos ofiolíticos de cuencas oceánicas del Proterozoico tardío, cerradas durante el Paleozoico temprano; mientras que otras representan cinturones móviles más antiguos pero que fueron reactivados durante la consolidación de Gondwana. Se admite un rejuvenecimiento térmico entre los 600 a 500 millones de años que se manifiesta en amplios dominios del basamento gondwánico, fenómeno que probablemente coincida con la etapa final de las colisiones de los diferentes bloques litosféricos que formarían el paleocontinente.

Son esas grandes discontinuidades corticales que ofrece el basamento sudamericano (en el sentido de la "Plataforma Sudamericana" de Almeida 1978), las que jugarán un rol fundamental en el control de la subsidencia, de las reactivaciones y en el estilo de apilamiento de las sucesiones sedimentarias que alberga, básicamente, como respuesta a los fenómenos tectónicos que

se sucedieron a lo largo del borde de la margen meridional del Gondwana Occidental. La comprensión e identificación de estos eventos tiene una implicancia fundamental para entender las reactivaciones que sufre el interior de las áreas cratónicas, confirmándose que los grandes levantamientos, discordancias y períodos de erosión en las "áreas estables", son respuesta a la transmisión de esfuerzos de intraplaca correlacionados a los eventos que ocurrieron en el borde activo occidental de Gondwana.

Cabe recordar que Gondwana logró soldarse con Laurasia hacia el Pérmico para pasar a conformar Pangea. Esta nueva situación paleogeográfica se mantuvo prácticamente sin cambios por casi 100 millones de años. La destrucción de este supercontinente se habría debido a la existencia generalizada de anomalías térmicas dentro de Pangea durante el Mesozoico (*vide* Peate 1997).

La sedimentación paleozoica en Gondwana Occidental: Cuenca Chaco–Paraná

La sedimentación paleozoica ocupó amplias áreas geográficas de la región meridional de Gondwana Occidental (Fig. 11), la que tuvo como principales áreas fuente las regiones cratónicas de la Plataforma Sudamericana al Este y Noroeste. A medida que se avanzaba desde las áreas cratónicas fuente hacia el Oeste, las condiciones marinas fueron más predominantes al estar más próximas del nivel de base oceánico que imponía el Panthalassa. Sin embargo, las condiciones de borde activo del margen occidental complicaron en algunos momentos los aspectos fisiográficos, motivado en colisiones de bloques menores que se irían adosando.

En este contexto paleogeográfico, la Cuenca Chaco–Paraná se destaca como una de las principales cuencas intracratónicas del margen meridional de Gondwana Occidental. Esta cuenca, en un sentido amplio, ocupó más de 1.700.000 km^2, abarcando parcialmente los actuales territorios de Brasil, Uruguay, Paraguay, Argentina y Bolivia. La Figura 12 muestra las principales cuencas sedimentarias que funcionaron durante el Paleozoico en la región meridional de Gondwana Occidental. De una forma general, se puede decir que hasta el Ordovícico buena parte del basamento gondwánico presentaba todavía una actividad tectónica importante, por lo que el inicio de la instalación de las grandes sineclises que serían palco de la sedimentación paleozoica ocurriría sólo a partir del Silúrico (Basei & Brito Neves 1992). Por lo que, entre el Cámbrico y parte del Ordovícico, la característica principal está dada por la atenuación de los procesos de deformación cortical y la sucesión de

fallamientos que dan origen a cuencas de intermontaña ligadas a los estadios finales del Ciclo Brasiliano. Las cuencas cuyos rellenos son básicamente de tipo vulcanosedimentario se localizan sobre o próximas a las fajas de plegamientos generadas en el Ciclo Brasiliano (Fulfaro *et al.* 1982). En nuestro país, se asocia a este momento de la evolución cortical la Formación Barriga Negra, entendida aquí en el sentido de Bossi & Navarro (1991).

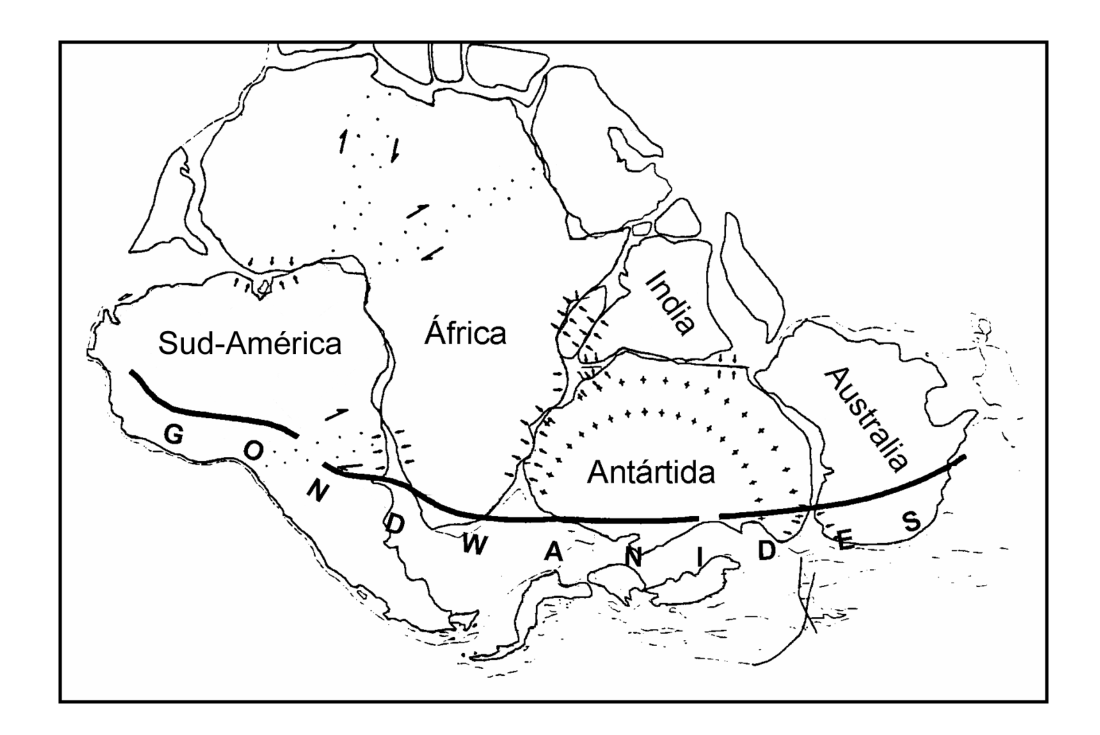


Figura 11 – *Reconstrucción del continente de Gondwana según Witt* et al. *(1989).*

Con la atenuación de la Orogenia Brasiliana surgieron las grandes sineclisas que dieron lugar a la formación de las "verdaderas" cuencas sudamericanas intracratónicas. Se destaca entre otras la Cuenca Chaco–Paraná (Fig. 12) por su extensión y preservación de registros sedimentarios.

La sedimentación Ordovícico–Silúrico ocurre en diferentes contextos sobre la Plataforma Sudamericana y se caracteriza por una discordancia regional entre esta sedimentación y las unidades del evento precedente. Durante la sedimentación Ordovícico–Silúrico, las cuencas fueron rellenadas

por sedimentitas continentales y marinas con una clara conexión con las cuencas marinas que se desarrollaban hacia el Oeste (Proto–Pacífico). En Uruguay no se conocen depósitos que puedan ser asignados a este momento de la evolución geológica, probablemente asociado a un comportamiento positivo del Alto del Río de la Plata.

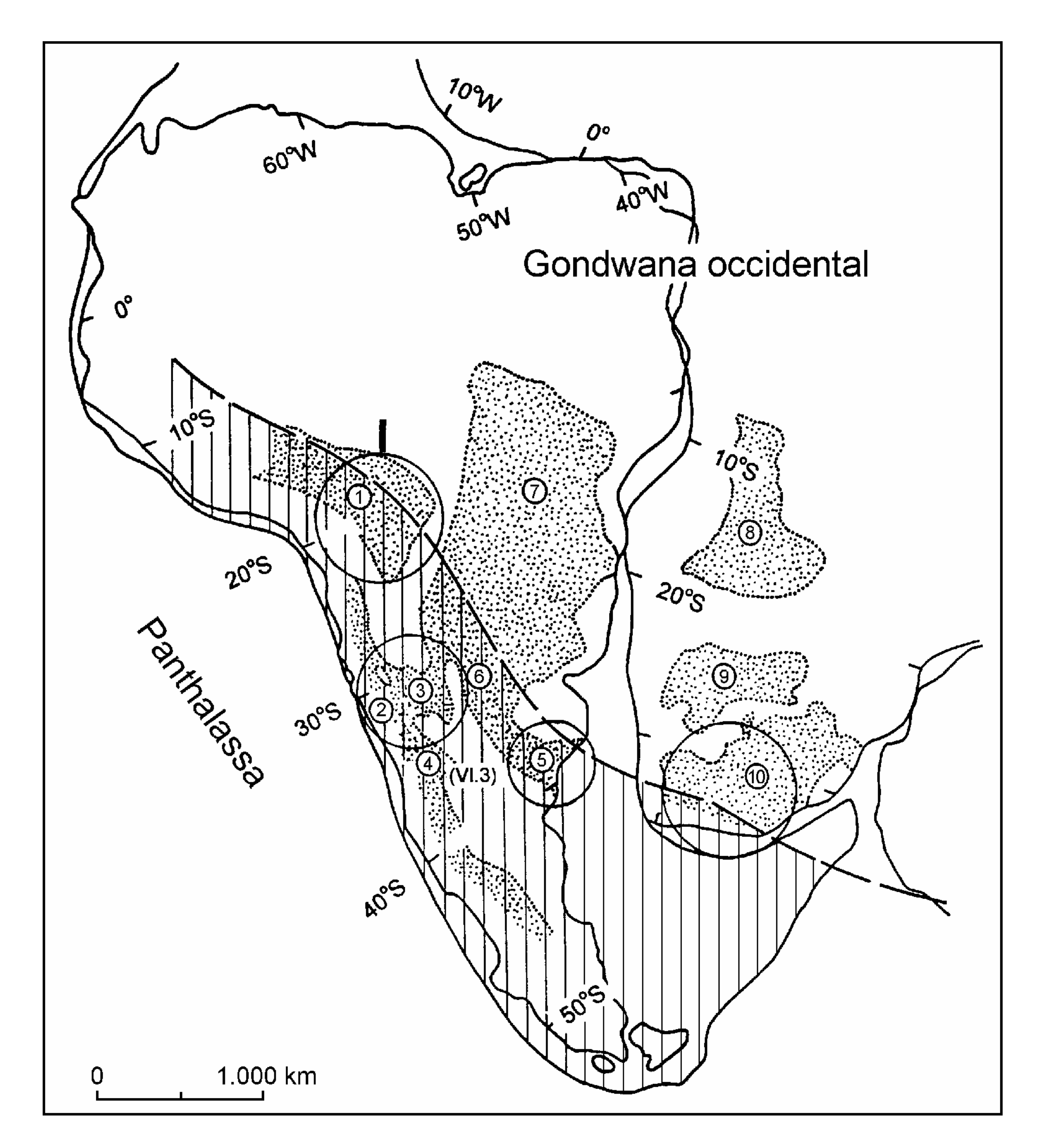


Figura 12 – *Cuencas sedimentarias paleozoicas del Gondwana Occidental.*
El rayado vertical señala el cinturón Gondwanides. Las cuencas numeradas son: 1. *Tarija;* 2. *Calingasta–Uspallata;* 3. *Paganzo;* 4. *San Rafael;* 5. *Sauce Grande;* 6. *Chaco–Paraná;* 7. *Paraná;* 8. *Barotse;* 9. *Kalahari;* 10. *Karoo. Tomado de Milani (1997).*

Durante el Paleozoico superior, y afectando la mayor parte del Gondwana Occidental, tuvo lugar un importante evento glacial conocido como "Glaciación Gondwánica". Depósitos relacionados a este evento han sido reportados en Bolivia, Argentina, Brasil, Uruguay, Sud-África, Antártida e India. Este episodio paleoclimático no fue isocrónico, dependiendo su edad de la posición paleolatitudinal de la región considerada. De esta forma, los registros más antiguos probablemente corresponden al Carbonífero Inferior de Bolivia mientras que los más jóvenes se localizan en Sud-África correspondiendo al Pérmico Inferior. En un sentido amplio, la "Glaciación Gondwánica" incluye al menos tres eventos principales correspondientes al: Devónico–Carbonífero Inferior, Carbonífero Superior temprano, y Carbonífero Superior tardío–Pérmico inferior.

En Uruguay se desarrollan depósitos transicionales a marinos plataformales, muy ricos en fósiles que establecen una edad Devónico Temprano, y si bien se los atribuye a condiciones climáticas frías, no se encuentran evidencias de depositación bajo influencia glacial en las unidades que integran el Grupo Durazno (formaciones Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma). Las sedimentitas que se apoyan inmediatamente por encima del Devónico uruguayo sí han sido acumuladas por la acción glacial o bajo la fuerte influencia de estos procesos. Litoestratigráficamente, estos depósitos están representados por las formaciones San Gregorio y Cerro Pelado, siendo aún controvertida la edad de la depositación basal, unos admitiendo una edad Carbonífero Tardío y otros considerando que los registros preservados corresponden a la base del Pérmico Temprano.

En un contexto más general, la sedimentación de edad Pérmico en la Cuenca Chaco–Paraná fue completamente diferente que el que se registró para las cuencas silúricas y devónicas, al mostrar una mayor extensión areal del mar epicontinental sobre la región cratónica. Ese mar, que se mantuvo hasta el Pérmico temprano, fue paulatinamente desapareciendo como resultado del levantamiento generalizado de la plataforma sudamericana, evento asociado a la construcción final de Pangea (Orogenia tardiherciniana). A partir de este momento, se produce una fuerte colmatación y continentalización de los registros de la Cuenca Chaco–Paraná y el mar no volverá a ocupar más las áreas intracratónicas. En nuestro territorio esta situación está representada por el progresivo desplazamiento de los sistemas deltaicos a marinos (formaciones Tres Islas y Frayle Muerto), hacia sistemas litorales–*lagoon* que se ligan a episodios transgresivos (formaciones Mangrullo y Paso Aguiar). Posteriormente, y en forma definitiva, se registra un progresivo proceso de continentalización asociado a un levantamiento generalizado de las áreas cratónicas de Gondwana,

que se traduce en el pasaje de sistemas litorales dominados por mareas (Formación Yaguarí) a ámbitos netamente continentales, con dominio fluvial y eólico (Formación Buena Vista).

Recursos minerales paleozoicos de Uruguay

Los principales recursos naturales asociados a las rocas paleozoicas en Uruguay, son enumerados y vinculados a las unidades geológicas portadoras:

- Formación Cordobés (Devónico) – arcillas caoliníticas;
- Formación San Gregorio (Pérmico) – aguas subterráneas y aguas termales;
- Formación Tres Islas (Pérmico) – aguas subterráneas;
- Formación Mangrullo (Pérmico) – lutitas pirobituminosas;
- Formación Yaguarí (Pérmico) – arcillas bentoníticas;
- Formación Buena Vista (Pérmico–Triásico temprano) – aguas subterráneas.

Por otra parte, la Cuenca Norte ha sido históricamente objeto de varias campañas de exploración de recursos energéticos, particularmente hidrocarburos, que han permitido conocer los grandes rasgos geológicos y estructurales del subsuelo del Noroeste del país. Varias unidades paleozoicas, particularmente en los departamentos de Durazno y Cerro Largo, fueron objeto de estudio y evaluación de su potencial mineral durante las sucesivas campañas de prospección de uranio que llevó adelante la Dirección Nacional de Minería y Geología.

Bibliografía

Almeida FFM (1969): *Diferenciação tectônica da plataforma brasileira*, pp. 29-46 de *23° Cong. Brasil. Geol.* Salvador, SBG, Anais.

Almeida FFM (coord.) (1978): *Tectonic Map of South America – 1:5.000.000*. Commission for the Geological Map of the World. MME/DNPM/DGM–UNESCO.

Anguita F (2002): *Biografía de la Tierra*. Aguilar Ed., Madrid, 350 pp.

Artabe A, Morel E & Spalletti L (2003): *Caracterización de las provincias fitogeográficas triásicas del Gondwana extratropical.* Ameghiniana, 387-405.

Bambach RK, Briggs JC, Clemens WA, Niklas KJ, Padian K, Raup DM, Raven PH, Russell DA, Sepkoski Junior JJ & Valentina JW (1985): *The Evolution of complex and higher organisms*, Nasa–SP, 27-65.

Basei MAS & De Brito Neves BB (1992): *Características geológicas da transição Proterozóico–Fanerozóico no Brasil*, pp. 331-342 de Gutiérrez Marco JG, Saavedra J & Rabano I (eds): *Paleozoico Inferior de Ibero-América.* Univ. Extremadura, España.

Benton M & Harper D (1997): *Basic Paleontology*. Longman, London, 342 pp.

Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 967 pp.

Brigss J (1995): *Global Biogeography.* Elsevier, Amsterdam, 454 pp.

Brown J & Lomolino M (1998): *Biogeography*. Sinauer, New York, 691 pp.

Cooper JD, Miller RH & Patterson J (1990): *A trip through time: principles of historical geology*. Merrill Publ. & Cia., Los Ángeles, 544 pp.

Crowley T & North G (1991): *Paleoclimatology*. Clarendon Press, New York, 349 pp.

Dalla Salda L, Cingolani C & Varela R (1992): *Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia–Gondwana collision?*. Geology, 20: 617-620.

Dalziel IWD (1997): *Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation*. Geological Society of American Bulletin, 109(1): 16-42.

de Santa Ana H (1989): *Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte del Uruguay*. Boletín Técnico de Arpel, 18(4): 319-339.

De Witt MJ, Jeffery M, Bergh H & Nicolaysen L (1988): *Geological map of sectors of Gondwana, reconstructed to their position 150 Ma*. En: De Witt MJ & Ransome ID (eds), *American Association of Petroleum Geologist*. Univ. of Witwatersrand.

Dott RH & Batten RL (1988): *Evolution of the earth*. Ed. McGraw-Hill (4ª), New York, 643 pp.

Frakes L (1979): *Climates throughout geologic time*. Elsevier Scientific Publications, Amsterdam, 310 pp.

França AB, Milani EJ, Schneider RL, López-Paulsen O, López JM, Suárez-Soruco R, de Santa Ana H, Weins F, Ferreiro O, Rossello EA, Bianucci EH, Aramayo-Flores RF, Vistalli MC, Fernández-Seveso FA, Fuenzalida RP & Muñoz N (1996): *Phanerozoic correlation in Southern South America*, pp. 129-161 de Tankard AJ, Suárez-Soruco R & Welsink HJ (eds): *Petroleum basins of South America.* Tulsa, American Assoc. of Petroleum Geologists, Memoir 62.

Fulfaro VJ, Saad AR, Etchebehere ML de C, & Ciguel JHG (1992): *Paleozóico Inferior do Brasil*, pp. 310-330 de Gutiérrez Marco JG, Saavedra J & Rabano I (eds): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura, España.

Fulfaro VJ, Saad AR, Santos MV & Vianna RB (1982): *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia de Paraná*. Revista Brasileira de Geociências, 12(4): 590-611.

Gould SJ (1993): *El libro de la vida*. Crítica, Barcelona, 256 pp.

Hallam A (1994): *An outline of Phanerozoic biogeography*. Oxford Univ. Press, 245 pp.

Hoffman PF, Kaufman AJ, Halverson GP & Schrag DP (1998): *A Neoproterozoic Snowball Earth*. Science 28, 281: 1342-1346.

Holland W, Amstrong R, Cox A, Craig L, Smith A & Smith D (1990): *A geologic time scale*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 263 pp.

Milani EJ (1992): *Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná Basin*, pp. 109-116 de De Witt MJ & Ransome IG (eds): *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*, Rotterdam, Balkema.

Milani EJ (1997): *Evolução tectono–estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Ocidental*. Tesis de Doctorado, Univ. Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 pp.

Peate DW (1997): *The Paraná–Etendeka Province*, pp. 217-245 de Mahoney JJ & Coffin MF (eds): *Large igneous provinces, Continental: oceanic and planetary flood volcanism*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, vol. 100.

Ogg JG (2004): *Status of Divisions of the International Geologic Time Scale*. Lethaia 37: 183-199.

Petri S & Fulfaro VJ (1983): *Geologia do Brasil (Fanerozóica)*. Univ. de São Paulo, São Paulo, 631 pp.

Powell CMA & Li ZX (1994): *Reconstruction of the Panthalassan margin of Gondwanaland*, pp. 5-9 de Vevers JJ & Powell CM (eds): *Permian–Triassic Pangean basins and foldbelts along the n margin of Gondwanaland*. Memoir Geological Society of America, 184.

Reguant S (2005): *Historia de la Vida y de la Tierra.* Ed. Ariel, Barcelona, 355 pp.

Sepkoski Jr JJ (1981): *A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record*. Paleobiology, 7: 36-53.

Southwood R (2004): *La historia de la vida*. Ed. El Ateneo, Buenos Aires, 350 pp.

Stanley SM (1989): *Earth and life through time*. Freeeman & Cia (2ª ed.), New York, 689 pp.

Szatmari P (1990): *Tectônica de placas e classificação de bacias*, pp. 15-30 de Raja Gabaglia G & Milani EJ: *Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro.

Texeira W, Motta de Toledo MC, Rich Fairchini T & Taioli F (2001): *Decifrando a Terra*. Eda. USP, São Paulo, 568 pp.

Zalan PV, Wolff S, Astolfi MM, Vieira IS, Conceição JC, Appi VT, Neto EV, Cerqueira J & Marques A (1990): *The Paraná Basin, Brazil*, pp. 681-708 de Leighton MW, Kolata DR, Oltz DF & Eidel JJ (eds): *Interior cratonic basins*. Amer. Assoc. Petrol. Geolg. Memoir, 51.

EL ESCUDO URUGUAYO

Henri Masquelin

"*...There are as yet no shortcuts to establish the kinematics of continental deformation except by the traditional methods of field geology aided by relevant geophysical methods. Plate tectonics has given us a new framework in which we can investigate orogeny, but it has not made the job of orogenic geologists any easier*"
Celâl Şengör[1]

EL ESCUDO URUGUAYO ES UN MOSAICO DE BLOQUES DE CORteza de diferente naturaleza, edad e historia geológica, separados por discontinuidades de diversas magnitudes y asociados a magmatismos y rocas supracorticales de diferentes volúmenes.[2] Este conjunto litológico alcanzó una estabilidad tectónica relativa al final del Ciclo Brasiliano (hace *ca.* 480 Ma). Ese Escudo constituye el basamento sobre el cual se desarrollaron las cuencas sedimentarias fanerozoicas. Su área aflorante representa el 44% del territorio nacional y se continúa como Escudo Sud-Riograndense (*e.g.* Chemale Jr 2000) y Escudo Bonaerense (*e.g.* Dalla Salda 1999).

El conocimiento de los rasgos litológicos y estructurales del Escudo Uruguayo resulta de fundamental importancia para comprender la evolución del Fanerozoico uruguayo. En particular, la Cuenca Norte es muy dependiente de su basamento, al controlar éste, en forma recurrente a lo largo de su evolución geológica el desarrollo de altos internos, la configuración de los depocentros, las áreas de aporte sedimentario, fuentes del magma-

1. Ali Mehmet Celâl Şengör (de Istanbul, Turquía, 1955) obtuvo sus títulos en la State University de New York (doctorado en 1982), luego de lo cual trabajó en la Universidad Técnica de Istanbul, en la especial temática de la Geotectónica de Eurasia. Ha estado vinculado a diversas asociaciones y programas geológicos internacionales, entre ellos el *Ocean Drilling Program*. *(N. de E.)*.
2. El término "Escudo", traducido del alemán *Schild* (Suess 1888) y sinónimo de "zócalo", representa al conjunto de rocas en su mayoría cristalinas y precámbricas, que yacen por debajo de las cuencas casi no deformadas más antiguas. Un escudo también es una estructura de primer orden definida como un área de extensa exposición de rocas de basamento en el "antepaís" de un orógeno. El término "Escudo Uruguayo" fue empleado por primera vez por Caorsi & Goñi (1958) para el conjunto de rocas predevónicas uruguayas, bajo el concepto de "complejo cristalino" (*cf.* Walther 1927a, 1948; Bossi 1983).

tismo y hasta la propia naturaleza y arreglo del relleno sedimentario. Este aspecto ha sido señalado por varios investigadores con relación a la Cuenca Chaco–Paranaense y Cuenca Paraná (de Loczy 1966; Fulfaro *et al.* 1982; Cordani *et al.* 1984). Por ello, su comprensión en términos de generación, compartimentación estructural, principales fallas y evolución tectónica es prioritaria.

Otro rasgo esencial del Escudo Uruguayo es el de contener muchos de los recursos minerales metálicos y no metálicos necesarios para el desarrollo económico del país. Por ejemplo, el reciente hallazgo de rocas arqueanas (Hartmann *et al.* 2001), potencialmente portadoras de oro y otros metales, está impulsando una mejora de su conocimiento geológico. Debido a esto, la obtención de nuevos datos geofísicos, geoquímicos y geocronológicos ha tenido un notable incremento reciente.

El Escudo Uruguayo se subdivide en tres dominios: *occidental*, *central*, y *oriental*. Los Dominios Occidental y Central pertenecen a un área de estabilidad tectónica relativa, definida como *Cratón Río de la Plata* (Almeida *et al.* 1973). El Dominio Oriental es un bloque alóctono, acrecionado durante la evolución del *Cinturón Dom Feliciano* (Fragoso César 1980), por procesos diacrónicos y continuos de metamorfismo, magmatismo y deformación, entre el Neoproterozoico y el Cámbrico (Fig. 1).

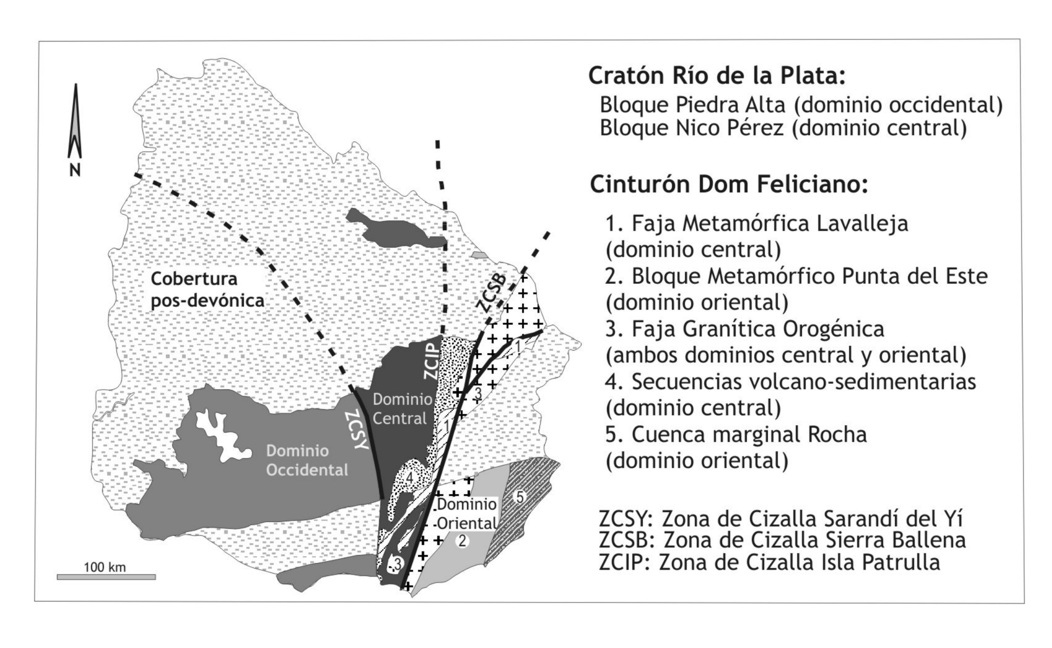


Figura 1 – *Compartimentación estructural del Escudo Uruguayo.*

Los principales dominios del Escudo fueron definidos por medio de información geológica y datos geofísicos (gravimetría y aeromagnetismo). Las divisiones basadas en la gravimetría se obtuvieron integrando datos de Uruguay (SGM 1973) y Rio Grande do Sul (Hallinan *et al.* 1993) (Fig. 2). Las mismas coinciden con límites basados en discontinuidades mayores (*cf.* Bossi & Campal 1992; Fernandes *et al.* 1995b). Los espesores de litósfera calculados confirman la existencia de una región cratónica al Oeste (110 km de espesor) y una región, dividida en bloques pequeños, afinándose gradualmente hacia la plataforma continental (25 km de espesor) (Introcaso & Huerta 1982; Fontana 1990).

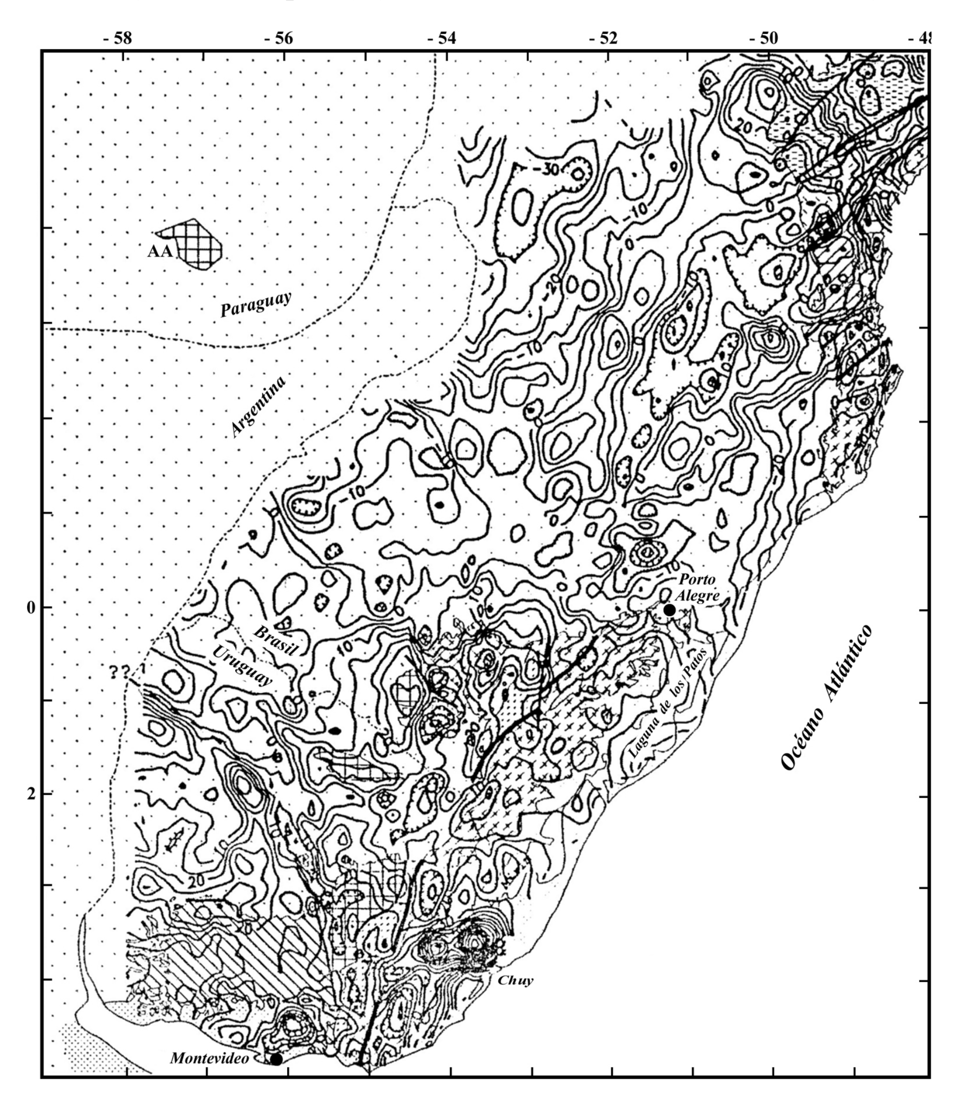


Figura 2 – *Interpretación estructural regional a partir de Mapa Gravimétrico.* *(Hallinan* et al. *1993).*

El *Dominio Occidental* del Escudo, conocido como "Terreno Piedra Alta" (Bossi *et al.* 1993), situado al Oeste de la zona de cizalla Sarandí del Yí, está en continuidad con el basamento de Tandilia de la Provincia de Buenos Aires. El *Dominio Central*, conocido como "Terreno Nico Pérez" (Bossi *op. cit.*), situado entre las zonas de cizalla Sarandí del Yí y Sierra Ballena, está en continuidad con el basamento de Santa María Chico de Rio Grande do Sul. El *Dominio Oriental***,** situado al Este de la zona de cizalla de Sierra Ballena, conocido como "Batolito Cuchilla Dionisio–Pelotas" (Soliani Jr. 1986; Bossi *et al.* 1998).

La *Zona de Cizalla Sarandí del Yí* (ZCSY) separa a los Dominios Occidental y Central. Algunos modelos infieren su continuidad en dirección N–S por debajo de la Cuenca Norte (Bossi *et al.* 1998; Gaucher 2000). Sin embargo, no existe evidencia empírica de esa continuidad. El patrón gravimétrico sólo mostró la posible existencia de fallas curvadas NW–SE, con concavidad para el NE, extendiéndose hacia el litoral salteño. La *Zona de Cizalla Sierra Ballena* (ZCSB) es una megafalla transcurrente intracontinental tardiorogénica que truncó y desplazó en el Neoproterozoico al Dominio Oriental respecto del margen pasivo del Cratón Río de la Plata.

El *Cinturón Dom Feliciano* (CDF) es una megaestructura de escala continental, correspondiente al ramal orogénico panafricano de dirección NE, paralelo a la costa atlántica. Las principales estructuras de la tectogénesis neoproterozoico–cámbrica son: (i) la Faja Metamórfica Lavalleja, (ii) el bloque Punta del Este, (iii) la Faja Granítica Orogénica, (iv) las Secuencias Volcano–Sedimentarias (Dominios Central y Oriental), incluida la cuenca marginal "Rocha" (Dominio Oriental). Este cinturón es una amalgama de bloques corticales, separados por fajas angostas de rocas supracorticales. Sus registros pertenecen a un sistema dinámico y no pueden ser definidos únicamente según criterios de separación por discontinuidades físicas (*e.g.* fallas). Los mismos deben ser descritos aparte, según el concepto de *asociación litotectónica*.

El patrón geofísico de dicho cinturón (*i.e.* aeromagnetismo y gravimetría) sugiere la presencia de un mosaico de bloques más pequeños, con mayor densidad de lineamientos cruzados a 45º. La zona de cizalla Sierra Ballena (ZCSB), constituye la discontinuidad principal de ese sector y se considera aquí como una zona de cizalla transcurrente intracontinental que controló el evento de desplazamiento y deformación más reciente ("*Orogénesis Rio Doce*"). La misma limita un conjunto de bloques parautóctonos o alóctonos, yuxtapuestos al Cratón Río de la Plata. Estos se agrupan bajo el nombre de "Batolito Cuchilla Dionisio–Pelotas".

Examinando el mapa gravimétrico del Escudo Uruguayo (Fig. 2), se observa la presencia de algunas anomalías importantes:

i) la anomalía gravimétrica positiva de la Laguna Merín (hasta 100 mGal),
ii) el cordón de anomalías gravimétricas positivas a lo largo del núcleo orogénico, truncadas por la supuesta posición Noroeste de la zona de cizalla Sierra Ballena, y
iii) la anomalía alargada, curvada hacia el litoral salteño, posible continuidad de la zona de cizalla Sarandí del Yí. Las anomalías gravimétricas reflejan tanto diferencias de espesor cortical de fragmentos litosféricos, como diferencias de densidad entre los mismos, o ambos factores combinados.

En líneas generales, el Escudo Uruguayo fue subdividido en tres dominios geofísicos principales. Esa división no concuerda plenamente con los del Escudo Sud-Riograndense (Fernandes *et al.* 1995b), dado que en este último no se observa un equivalente del Dominio Occidental (Bloque Piedra Alta). En cambio, los Dominios Central y Oriental del Escudo Uruguayo corresponden ambos a los respectivos bloques corticales "occidental–central" y "oriental" del Escudo Sud-Riograndense.

El principal objetivo de este ensayo es desarrollar una reseña didáctica sobre la evolución de las ideas científicas acerca de la geología del Escudo Uruguayo. La organización jerárquica de la descripción mantiene siempre una misma sistemática: se expone la geología de cada dominio estructural, subdividida en bloques y/o fajas. La estratigrafía se detalla, en orden de edad decreciente, en:

i) unidades de basamento,
ii) unidades de cobertura, y
iii) unidades discordantes a la cobertura (magmatismo).

La segunda parte de la exposición conecta los registros geológicos a una interpretación de los diferentes procesos que intervinieron en la construcción del *Cinturón Dom Feliciano*. Se presenta allí sus principales rasgos estructurales y cada una de las asociaciones litotectónicas reconocidas.

Al final del capítulo, se realizan algunas consideraciones sobre las líneas de investigación pertinentes para cada dominio estructural del Escudo y los principales problemas a resolver en la investigación orogénica para el Neoproterozoico–Cámbrico.

EVOLUCIÓN DE LAS IDEAS CIENTÍFICAS SOBRE EL ESCUDO URUGUAYO

Una orientación por demás litoestratigráfica

La investigación geológica del Escudo Uruguayo tuvo un enfoque tradicionalmente litoestratigráfico e histórico (Walther 1927b, 1948;[3] Caorsi & Goñi 1958; Bossi 1966; Bossi & Navarro 1988; Bossi *et al.* 1998; Preciozzi *et al.* 1985; Gaucher 2000). Diferentes autores definieron con distintos nombres a unidades ya existentes, basándose en criterios dispares. Las definiciones no consideraron rigurosamente las normativas de los códigos estratigráficos internacionales. Esto generó una gran proliferación y confusión terminológica.

Si bien los avances en el conocimiento del Escudo fueron significativos, la definición, reagrupamiento y redefinición de unidades litoestratigráficas formales e informales, fallas, bloques y otras entidades geológicas han llevado hacia una "esterilidad y seudoprogreso" (parafraseando a Şengör, 1990) de la estratigrafía de nuestro Precámbrico.

La escasez de datos e información tales como mapas de detalle, reconocimiento de discordancias y otras discontinuidades estratigráficas, ha dificultado el intento de correlación entre las secuencias. Muchos mapas inéditos, realizados sin un arbitraje plural por generaciones de geólogos precursores, fueron sistemáticamente olvidados en las reseñas bibliográficas, resultando en un pobre aprovechamiento de la información disponible.

La diversidad de interpretaciones presentadas, por ejemplo para cuencas de ambiente orogénico, no sólo refleja un escaso conocimiento geológico respecto de las mismas, sino también la falta de un modelo capaz de relacionarlas al contexto de cambio progresivo de ambiente tectónico. Ese modelo debería, al menos, enmarcarse dentro de los conceptos de estratigrafía de secuencias y dinámica de cuencas (*cf.* Ingersoll & Busby 1995).

Por otra parte, los diferentes trabajos de síntesis estructural casi siempre han sido incompletos. La actual compartimentación estructural del Escudo Uruguayo (*cf.* Bossi *et al.* 1993) fue un avance en relación a esquemas anteriores pero tampoco pudo escapar a la impronta de modelos geotec-

3. Sobre Karl Walther, ver el volumen *Cuencas sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales – Cenozoico*, pp. 357-383. *(N. de E.)*

tónicos deterministas. Pese a su relevancia para la geología regional, la cinemática de algunas estructuras principales no ha sido documentada adecuadamente (*e.g.* cabalgamientos; transcurrencias).

Para relacionar los desplazamientos con las deformaciones asociadas se necesitan modelos cinemáticos, los cuales son casi inexistentes en el Escudo Uruguayo. En contraste con modelos regionales que proponen direcciones de transporte tectónico basados en interpretaciones inequívocas sobre la generación de estructuras y su evolución (*e.g.* Fernandes *et al.* 1992), el modelo de evolución tectónica brasiliana en nuestro Escudo no consideró su existencia. Esto determinó su rápido deterioro, ya que los indicadores cinemáticos son necesarios para establecer la temporalidad y el contexto mecánico de la deformación continental. Algunos ejemplos interpretan la dirección de transporte tectónico a partir de la "vergencia" de pliegues inclinados o recumbentes.

En contraste con algunos datos geocronológicos que ayudaron a resolver problemas geológicos de nuestro basamento (*e.g.* Teixeira *et al.* 1999), otros se obtuvieron aleatoriamente, sin el apoyo de un programa de investigación científica. Es el caso, por ejemplo, de algunos datos geocronológicos utilizando técnicas sofisticadas (*e.g.* método U-Pb SHRIMP), cuyas interpretaciones de edad absoluta, omitieron considerar las relaciones de campo y la petrografía de las muestras analizadas.[4] Con las nuevas tecnologías, al contrario de lo que se esperaba, la comprensión de los procesos orogénicos del Precámbrico se tornó más compleja, requiriendo la obtención de cartas geológicas más detalladas (*cf.* Soliani *et al.* 2000).

En síntesis, en la última década, la estratigrafía del Escudo Uruguayo estuvo marcada por un incremento de nuevos datos analíticos, en particular isotópicos, así como en el descubrimiento de microfósiles precámbricos. Pese a estos formidables avances, los modelos de estratigrafía de secuencias no se ajustan a la evidencia factual, en particular respecto de su arquitectura estratigráfica y su compatibilidad de ambiente tectónico. El principal desafío futuro será establecer modelos que estén más en consonancia con las espectativas actualistas para el desarrollo de cuencas y complejos tectono–metamórficos sin preocuparse por su denominación y sí por la correlación regional y su significado en términos de proceso.

4. El método uranio–plomo–SHRIMP (sigla de *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*: microsonda iónica sensitiva de alta resolución) busca datar al circón individual contenido en una roca, por una técnica de destrucción parcial e ionización puntual que provee de una información completa sobre su historia de cristalización *(N. de E.)*.

Edades del Escudo Uruguayo

Las primeras divisiones estratigráficas dentro de las rocas cristalinas del Escudo fueron realizadas por Guillemain (1911), quien distinguió un complejo gnéisico anfibólico antiguo, de un conjunto de esquistos y calizas más jóvenes.

Para establecer la edad mínima del Escudo Uruguayo, dicho autor separó una "serie cristalo–metamórfica" por debajo de la "serie del Gondwana", que resultó en ese entonces "prepérmica". Luego del hallazgo de fósiles devónicos de Terra Arocena (1926), se acuñó el término "predevónico" para ese "fundamento cristalino" (Walther 1927b; Bossi *et al.* 1965).[5] A escala regional, la definición de una secuencia eo-ordovícica–silúrica, en la base de la Cuenca Paraná (Assine *et al.* 1998), aunque no reconocida en Uruguay, posibilitó bajar la edad de su basamento cristalino al preordovícico.

Para aproximarse a la edad máxima del Escudo Uruguayo se debió esperar que métodos geocronológicos avanzados estuvieran disponibles (*e.g.* U-Pb y U-Pb SHRIMP). Los resultados indican que:

i) el *Dominio Occidental* presenta edades esencialmente paleoproterozoicas de magmatismo transamazónico juvenil (Preciozzi *et al.* 1999b; Hartmann *et al.* 2000a);
ii) el *Dominio Central* podría contener ortogneises de edades paleoarqueanas rejuvenecidas de 3,4 Ga (*cf.* Hartmann *et al.* 2001) y una vasta provincia magmática mesoproterozoica, con edades entre 1,6 y 1,8 Ga (Campal & Schipilov 1995; Mallmann *et al.* 2003; Sánchez *et al.* 2004b); y
iii) el *Dominio Oriental* presenta edades T_{DM} samario–neodimio (Sm-Nd) que sugieren que la extracción mantélica de la roca fuente de los granitoides del "Batolito Pelotas–Cuchilla Dionisio" no superaría 1.9 Ga (miles de millones de años). Se compone de una granitogénesis centrada principalmente en dos grupos de edades uranio-plomo (U-Pb): (i) 1,0 Ga, y (ii) 0,6 Ga (Basei *et al.* 2005).

De los Ciclos Orogénicos a los Terrenos

La edad relativa de sucesiones de rocas no fue el único criterio para subdividir al Escudo Uruguayo. Desde fines de los años 1970, se comenzaron a separar unidades conceptuales basadas en una supuesta alternancia de intervalos de creación y peneplanización de orógenos, llamados "ciclos oro-

5. Sobre el Ing. Terra Arocena ver primera nota al pie en Cap. 4 (pág. 133).

génicos" (*cf.* Harpum 1960). Más tarde esos intervalos temporales fueron reinterpretados como "ciclos de apertura y cierre de océanos" (Wilson 1966). Esa estratigrafía de "ciclos" implicaba la aplicación del actualismo a escudos precámbricos para establecer un orden de los procesos generadores.

El establecimiento de ese orden en el desarrollo de orogénesis se basaba en datos geocronológicos, obtenidos a través de los métodos potasio-argón (K-Ar) y rubidio-estroncio (Rb-Sr) que eran los únicos disponibles en ese momento. Las primeras edades K-Ar obtenidas en África, le permitieron a Kennedy (1964) definir el "Ciclo Orogénico Pan–Africano" como un evento termotectónico, afectando a amplias áreas de cinturones móviles alrededor de los cratones africanos. Ese término también se utilizó en otros continentes, para referirse al período comprendido entre ca. 730 Ma y 550 Ma (Black & Liégeois 1993). Recientemente, se propuso sustituir ese término por un nuevo concepto basado en la organización del registro más que en su asociación temporal con eventos orogénicos. Se propuso sustituir la noción de "Ciclo Pan–Africano" por la de "Sistema Orogénico Pan–Gondwánico" (Veevers 2003).

Para el Escudo Uruguayo, originalmente se habían separado dos dominios estructurales discordantes, que fueron considerados como los registros de dos "ciclos orogénicos" superpuestos: el "Ciclo Orogénico Moderno", y el "Ciclo Orogénico Antiguo" (Bossi *et al.* 1967; Ferrando & Fernández 1971). Esta subdivisión fue relevante para la comprensión de la geología del basamento uruguayo y los autores de esa propuesta alcanzaron protagonismo internacional. Los primeros estudios geocronológicos del Escudo Uruguayo (Hart 1966; Umpierre & Halpern 1971) permitieron individualizar las respectivas "provincias geocronológicas" por predominancia de edades. Sin embargo, pese al carácter innovador, la misma no se consideró de valor continental, y el "Ciclo Moderno" se transformó más tarde en "Ciclo Orogénico Brasiliano" (Almeida *et al.* 1976). Ese término aún fue disputado por otros tales como "Ciclo Orogénico Pan–Americano" (Harrington 1975).

El concepto de "cratón", definido inicialmente en un marco "geosinclinalista" (Auboin 1965), fue redefinido desde una perspectiva "plaquista" como la parte relativamente estable de un continente o interior de placa continental, no afectada por la actividad tectónica de los márgenes de placa (Park & Jaroszewski 1994).[6] Se introdujo así, la noción de estabilidad tectó-

6. Un "cratón" (del griego *krátos* = imperio) representa un vasto fragmento litosférico continental tectónicamente estable durante un largo período de tiempo (Dana 1866; Suess 1888). El geólogo austríaco Leopold Kober (1883-1970) le agregó en 1921 el atributo de "larga estabilidad" y en 1955 el alemán Hans Stille (1876-1966) lo caracterizó por su "inamovilidad". El francés Jean Auboin (n. 1928) conso-

nica relativa, según la cuál una zona tectónicamente "estable" se distingue de una "inestable" por su tasa de movimiento, relativamente más lenta, durante el intervalo de tiempo considerado.

En el Escudo Uruguayo, el Cratón Río de la Plata (Almeida *et al.* 1973), compuesto en su mayoría por "rocas cristalinas paleoproterozoicas sin retrabajamiento térmico o mecánico", se opuso al cinturón móvil Ribeira más reciente, compuesto por "macizos" y "fajas plegadas" (Hasui *et al.* 1975).

Las separaciones inductivas, inicialmente "geosinclinalistas" que asignaban movimiento y estabilidad a distintas fracciones de corteza, encontraron respuestas mecánicas, con la aplicación de la "Tectónica de Placas". Esta pasó a ser el paradigma dinámico global de los tiempos modernos, al explicar las observaciones geofísicas y geológicas de primer orden de la Tierra sólida, de una manera comprensible, simple y autoconsistente (*e.g.* Vine & Mathews 1963; Dewey & Bird 1970). De esta forma, un nuevo marco conceptual actualista se originaba también para la interpretación de orógenos precámbricos, desarrollados a partir de subducciones (Hurley 1972; Dewey 1975). Rápidamente, los modelos históricos, descriptivos y deterministas, fueron sustituidos por modelos dinámico–actualistas que enfatizaban en su desarrollo y cinemática más que solamente en su organización estratigráfica.

Los diversos cinturones móviles, situados en las márgenes del Sudeste de Sud-América y Sudoeste de África con predominio de edades neoproterozoico–cámbricas, comenzaron a ser entendidos como partes integrantes de un único orógeno "Damara–Ribeira", desarrollado durante el ciclo Panafricano–Brasiliano (Porada 1979).[7]

Dicho modelo derivó de inmediato, en la definición del "Cinturón Dom Feliciano" para el Sur de Brasil, a través de una compartimentación que obedecía un esquema de paleosubducción para el Oeste (Fragoso César 1980). El nuevo cinturón se separó del "Cinturón Ribeira" con el argumento

lidó en 1965 la noción de "cratón", en el marco de la escuela "geosinclinalista", creando una imagen no actualista, de geometría regular y determinista de la Tectónica. Por otro lado, la escuela "Wegener–Argand" representaba una imagen actualista, irregular y no determinista de la Tectónica (*cf.* Şengör 1999). Una vez formados, los cratones pueden destruirse parcialmente por la acción de plumas mantélicas y rifteamiento resultante, propiciando la dispersión del continente que integran.

7. Los "cinturones móviles" (Bucher 1933), fueron definidos como zonas relativamente estrechas caracterizadas por "surcos" y "altos" angostos y alargados, presentando deformación tanto horizontal como vertical de la corteza. Por ello, muchos los consideran equivalentes a las fajas plegadas de rocas supracorticales, aunque este paralelo es restrictivo. Pese a la existencia de otras definiciones encerrando conceptos contrapuestos, se acepta el término como sinónimo de "cinturón orogénico" (De Brito Neves 1995).

de que existía una región cratónica entre ambos (*e.g.* Cratón Luiz Alves). Hoy, ese argumento ha quedado desbaratado al aceptarse comúnmente la existencia de fragmentos cratónicos (*e.g.* microcontinentes), en medio de un único cinturón orogénico (*e.g.* Soares *et al.* 2000).

Nuevos modelos basados en el primero, agregaron otros elementos relacionados con las interrogantes prioritarias del proceso de convergencia y la orogénesis:

i) la edad relativa de cierre del (los) océanos meso–neoproterozoicos,
ii) la temporalidad de los eventos orogénicos sucesivos,
iii) la polaridad de la subducción, y
iv) la naturaleza de los arcos magmáticos (*cf.* Tommasi & Fernandes 1990; Fernandes *et al.* 1992; Chemale Jr. 2000; Basei *et al.* 2000).

Hacia fines de los años ochenta, los modelos orogénicos dinámico–actualistas habían sido incorporados por completo a las ideas geológicas sobre el Escudo Uruguayo (Fragoso César *et al.* 1987; Bossi *et al.* 1990; Masquelin 1990). El "Ciclo Moderno" de Uruguay comenzó a expresarse por intermedio de su registro geológico: un cinturón orogénico neoproterozoico–cámbrico, de rumbo general NNE, denominado "Cinturón Cuchilla Dionisio" (Bossi *et al.* 1993). Dicho cinturón se formó por la convergencia entre los cratones Río de la Plata, Zaire y Kalahari, al cierre del Océano Adamastor (Hartnady *et al.* 1985).[8] Una reconstrucción completa de dicho sistema fue esbozada, considerando una paleogeografía pérmica (Fig. 3).

A partir de esta reconstrucción, se muestra que al término del Ciclo Brasiliano, Gondwana presentaba un interior estable, luego de una larga convergencia, iniciada en el Neoproterozoico inferior. Diversas colisiones se generaron, a través del cierre diacrónico de un número (reducido) de cuencas oceánicas sucesivas, para formar Gondwana del Oeste (*i.e.* África y Sud-América). Por último, esa masa continental colisionó con Gondwana del Este (*i.e.* Australia, Antártida e India). La amalgamación del Gondwana habría requerido unos 400 Ma (entre 900 Ma y 500 Ma), finalizando en el Cámbrico superior–Ordovícico inferior (Grunow 1999; Powell *et al.* 2001).

8. El océano Adamastor se habría generado cuando la fragmentación del supercontinente Rodinia, hace unos 700 Ma. Restos de la litosfera oceánica se han hallado en el sistema orogénico Brasiliano–Panafricano. El nombre Adamastor es el de un gigante mítico que en el poema nacional portugués *Os Lusíadas* (publicado en 1572) de Luiz de Camões (1524-1580), trata de impedir a los navegantes pasar el Cabo de Buena Esperanza y llegar a sus dominios en el Océano Índico; la península de El Cabo sería el cuerpo del gigante, quien tiene además una gran estatua en el estuario del río Tejo en Portugal. El geólogo sudafricano Christopher JH Hartnady (n. 1945), de la Universidad de El Cabo, se inspiró de esa leyenda para bautizar a aquel océano precámbrico. *(N. de E.)*

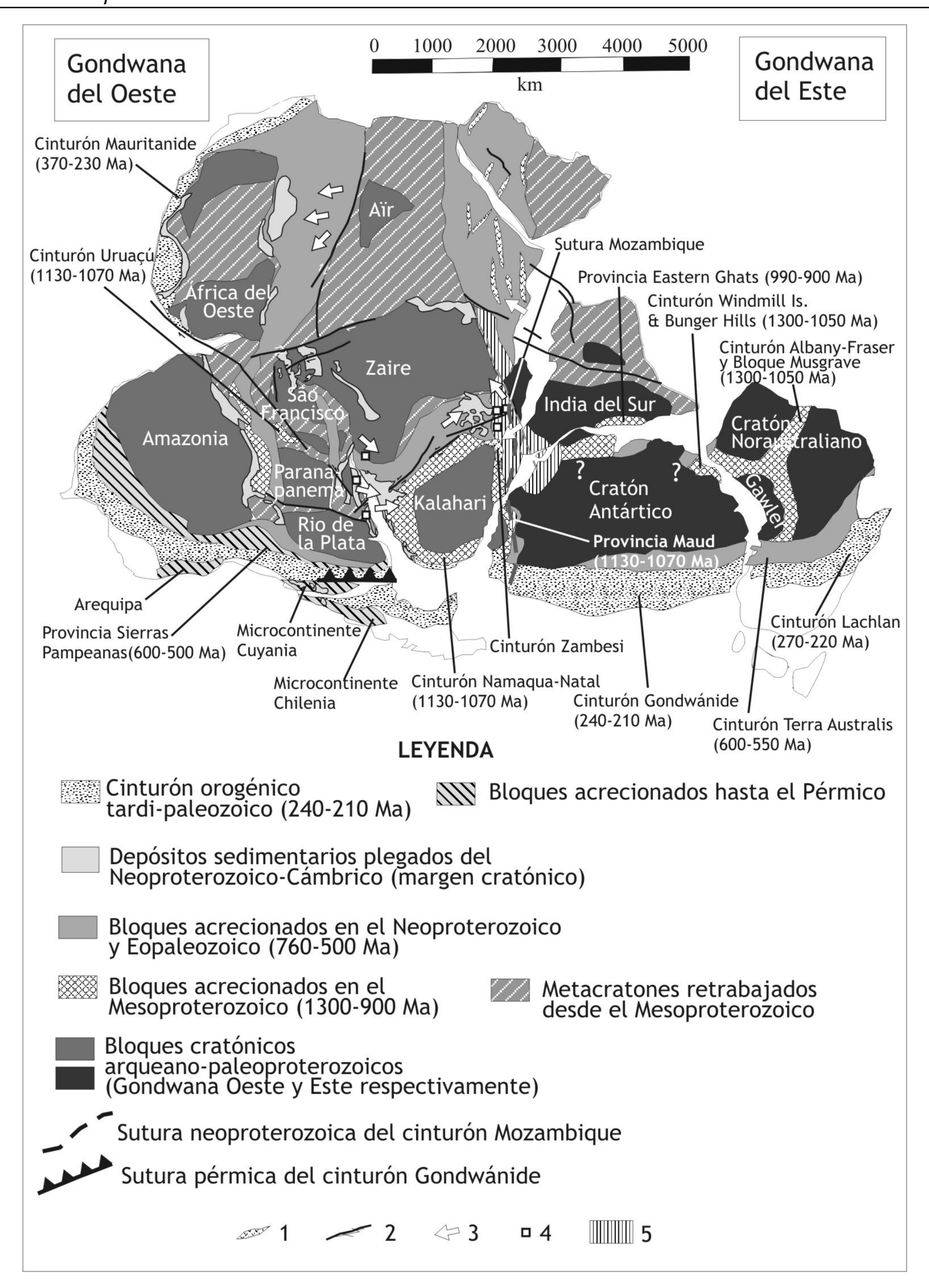


Figura 3 – *Mapa tectónico del Gondwana, en su paleogeografía pérmica. Distribución de núcleos pre–neoproterozoicos (cratones y metacratones), cinturones neoproterozoicos a eopaleozoicos (entre 900 y 500 Ma), cinturones meso–neopaleozoicos y cinturones gondwánicos del Paleozoico. Estructuras asociadas a orogénesis del Ciclo Panafricano:* 1: *Cinturones ofiolíticos;* 2: *Zonas de cizalla transcurrentes;* 3: *Vergencias de cabalgamiento;* 4: *Anortositas;* 5: *Granulitas. (Modif. de Chemale Jr 2000; Grunow 1999; Piper 2000).*

La geometría reconstruida de los cinturones orogénicos neoproterozoico–cámbricos más próximos a Uruguay indica la presencia de:

i) un ramal "costero" N–S (incluyendo al Cinturón Dom Feliciano), y
ii) un ramal interior NE–SO, aflorante en Namibia (constituyendo el Orógeno Damara).

A nivel regional, las diferentes partes del ramal "costero" son los cinturones Ribeira (Hasui *et al.* 1975), Dom Feliciano (Fragoso César 1980; Fernandes *et al.* 1992; Basei *et al.* 2000), al igual que sus homólogos africanos, los cinturones Kaoko (Dürr & Dingeldey 1996; Goscombe *et al.* 2003a,b) y Gariep (Frimmel & Frank 1998). Todos estos constituyen un único cinturón orogénico colisional neoproterozoico–cámbrico bisimétrico.

Pese a la aceptación general de la Tectónica de Placas, el asentamiento de la línea "clásica" de modelos orogénicos llegaría a su fin. Sus postulados fracasaron en las extrapolaciones actualistas al Precámbrico porque, al igual que en otras escalas, los procesos no pudieron más "percibirse" a través de la simple configuración geométrica finita.

Desde la década de 1980, los clásicos modelos de tectónica de placas, basados en un "Ciclo de Wilson", al término del cual un océano se cerraba, generando colisión entre continentes, fueron acusados de ser demasiado fáciles o inapropiados cuando aplicados a orógenos antiguos, por dos razones:

i) eran bidimensionales y por tanto "*ignoraban las complejidades inherentes a sistemas evolucionando rápidamente en espacio y tiempo*", y
ii) los mismos "*asumían que relaciones genéticas debían existir entre dominios diferentes aunque vecinos*" (Jones *et al.* 1983, p. 103).

Un nuevo carácter conceptual fue impuesto para el término "Terreno" para definir la génesis de estos fragmentos: *"Los terrenos son caracterizados por homogeneidad interna y continuidad estratigráfica, estilo tectónico e historia* (Coney *et al.* 1980). Este nuevo concepto, extensamente discutido (Şengör 1990; Şengör & Dewey 1990) determinó que el término "Terreno" fuese acusado, como tantos otros términos geotectónicos, de pertenecer a la jerga. Para de Brito Neves (1995, p. 2): "*Términos como 'geosinclinal', 'estabilismo', 'movilismo', 'número finito de placas litosféricas', 'tectónica de placas', están destinados al archivo o al olvido, son obsoletos o ya presta-*

ron el servicio que tenían que prestar". De acuerdo con esa reflexión, es posible que este concepto de "Terreno", actualmente de moda, pronto pase a la historia.[9]

Para Şengör (1990), la "Terrenología" desemboca inevitablemente en seudo-progreso, a través del hallazgo de más y más terrenos, al subdividir los que ya existen casi al infinito. Esa metodología se justifica, porque ya fue empleada antes, como por ejemplo, en la historia del análisis de las *nappes* alpinas, pero su base epistemológica debe ser criticada. Sin embargo, otros geólogos, quienes reconocieron el abuso al que el término "Terreno" fuera sometido, defendieron el avance generado por el impacto colateral de una "nueva metodología" al distinguir entre "*Terrenología*" (hábito de describir "terrenos") y "*Terreno–estratigrafía*" (la "nueva" metodología; *e.g.* Longoria 1993).

Pero el verdadero éxito "paradigmático" de ese concepto se debió a que el mismo asumía implícitamente el mecanismo de acreción de fragmentos en margen activo como predominante para la formación de cinturones orogénicos y continentes. Durante mucho tiempo, los modelos de evolución tectónica fueron dominados por aquellos que consideraban que la dispersión continental seguía antiguas zonas de sutura (Wilson 1966). No obstante, desde el Paleozoico hasta el Reciente, la Región Circum–Pacífica no tuvo esa evolución "determinista" y un modelo alternativo debía ser propuesto (Matsuda & Uyeda 1971; Coney 1973).

Vale la pena remarcar que el proceso de "acreción" es jerárquicamente superior al de "colisión", pues su larga actividad lleva a concebirlo como el responsable de la propia estructura de los continentes (*collage orogénico*,

9. El término "terreno" (del inglés "*terrane*" o "*terrain*") alberga unos veinte conceptos diferentes. Según Schermer *et al.* (1984, p. 110), los "Terrenos" son "*entidades separadas por fallas de extensión regional, caracterizadas por historias geológicas diferentes de sus vecinas*". Durante mucho tiempo la palabra "terreno" representó una unidad estratigráfica informal, incluso para algunos de los autores que promulgaron su nueva acepción (*cf.* Jones *et al.* 1972). El diccionario *Glossary of Geology* (Gary *et al.* 1972) lo considera un "*viejo término obsolescente aplicado a una roca o grupo de rocas y a su área de afloramiento, siendo de uso general, para cualquier grupo de rocas*". En Uruguay, Caorsi & Goñi (1958) lo emplearon en el viejo sentido estratigráfico. Por el contrario, Bossi *et al.* (1993) utilizaron el concepto de Coney *et al.* (1980) y Schermer *et al.* (1984). Esa imposición conceptual para un término en desuso es el perfecto ejemplo que ilustra la lógica del descubrimiento científico en geología como ciencia inmadura. Este análisis epistemológico intenta promover una ruptura profunda con los llamados "métodos inductivos", criticando algunos detalles del método de investigación científica. Análisis como este fueron bloqueados durante mucho tiempo, por pretendidos "*guardianes de verdades*" (*cf.* Kant 1787 [1987], p. 20) quienes *"comunican al público tan sólo su uso* [el de términos específicos]*, pero conservan la clave de los mismos para sí* (*quod mecum nescit, solus vult scire videri*) [NT: Lo que no sabe conmigo, pretende saber sólo]". Este también es un ejemplo que muestra cómo el uso de la jerga puede abarrotar los modelos científicos de quienes hacen uso de ella sin cuestionamientos.

Şengör 1990). La acreción domina en intervalos de tiempo largos, durante los cuales se "intercambian" microcontinentes desde las masas en dispersión hacia nuevas masas continentales. Durante ese proceso, se generan cuencas oceánicas "de reemplazo" entre colisiones episódicas, a medida que se dispersa el antiguo continente y nuevas subducciones se producen. La acreción puede llevar a la colisión de microcontinentes "exóticos" o derivados del propio cratón que posee la margen activa. Eso depende del arreglo de microplacas, su complejidad cinemática y la evolución de configuración en el límite océano–continente (*i.e.* puntos triples, transformantes). Las variadas combinaciones derivan en una infinidad de casos, lo que determina una multiplicidad de especies orogénicas (*cf.* Şengör 1991).

En Uruguay, los dominios corticales del Escudo Uruguayo, separados por fallas transcurrentes, fueron redefinidos como "Terrenos" (Bossi *et al.* 1993). Esto incluía tanto los dominios de edad paleoproterozoica, como los bloques y fajas del cinturón móvil neoproterozoico. Desde entonces, se establecieron dos corrientes de opinión para describir la estructura del Escudo Uruguayo:

i) la tradicional, respetando el concepto de metaestabilidad cratónica;
ii) la más moderna, asumiendo a todos los dominios estructurales como un conjunto de "Terrenos" desplazados en el Neoproterozoico.

La compartimentación de la "terreno–estratigrafía" aportó sus beneficios en Uruguay, permitiendo documentar la aloctonía de los Dominios Occidental ("Terreno Piedra Alta") y Central ("Terreno Nico Pérez") del Escudo Uruguayo (Bossi & Gaucher 2004). El hallazgo de un haz de filones de microgabro, en el Dominio Occidental, evidenció la existencia de un estiramiento cortical, rifteamiento y posible dispersión mesoproterozoica de un paleocontinente (Bossi *et al.* 1990). Además, se determinaron historias geológicas bien diferentes a cada lado de la zona de cizalla (*cf.* Campal & Schipilov 1999). Finalmente, se obtuvo la temporalidad cinemática de la zona de cizalla transcurrente, apoyándose en datos geocronológicos $^{40}Ar – ^{39}Ar$:

i) cristalización del microgabro (*ca.* 1780 Ma); y
ii) deformación poscratónica (*ca.* 1200 Ma; Teixeira *et al.* 1999).

Un modelo orogénico para el Cinturón Dom Feliciano

El avance en el conocimiento geológico de los escudos durante las últimas dos décadas reveló que los orógenos precámbricos, así como sus

análogos fanerozoicos, están constituidos por amalgamas únicas de unidades geotectónicas de diversa naturaleza y edad (*e.g.* Kröner 1991).

Pese a la carencia de cartografía geológica sistemática y la pérdida de controles de campo para muchos datos isotópicos, una infinidad de modelos orogénicos fueron adoptados para el Cinturón Dom Feliciano. Estos se basaron en:

i) tectónica de placas "clásica" (Porada 1979; Fragoso César 1980; Tommasi & Fernandes 1990; Chemale Jr. *et al.* 1995),
ii) tectónica de acreción de "Terrenos" (Trompette *et al.* 1993; Bossi *et al.* 1993; Fragoso César *et al.* 1998) y
iii) actividad de plumas mantélicas (Hartmann *et al.* 1994).

Es oportuno señalar que las premisas de cualquier modelo orogénico brasiliano para Uruguay deben considerar, al menos, que:

i) el Escudo Uruguayo dispone de una pequeña parte de un cinturón orogénico mucho más largo y ancho, lo que requiere tener una visión de conjunto, fuera de fronteras;
ii) los registros de este cinturón corresponden a las raíces de un orógeno colisional exhumado y profundamente erosionado;
iii) la geometría del mismo, inicialmente controlada por subducción, cambió radicalmente durante la convergencia y desplazamiento relativo de los diferentes bloques continentales;
iv) durante la colisión, ocurrió una única imbricación progresiva de fragmentos, para acomodar las heterogeneidades heredadas o adquiridas de las placas en convergencia;
v) los diferentes dominios, separados por fallas en dirección, muestran estilos metamórficos y patrones de isógradas contrastantes, debido a que pudieron ser generados en contextos geológicos diferentes y luego acoplados por imbricación tangencial y transcurrente;
vi) debido a la cinemática transcurrente y "escape" tectónico (*cf.* Soares & Rostirolla 1997), los Dominios Central y Oriental del Escudo constituyen el antepaís sobre el cual se desarrollaron las cuencas tardiorogénicas.

El Cinturón Dom Feliciano puede ser considerado como un cinturón formado por convergencia oblicua "transpresiva" al igual que su homólogo africano, el cinturón Kaoko (*e.g.* Goscombe *et al.* 2003b).[10]

10. La transpresión se define como la ocurrencia simultánea de fallas en dirección y compresión, o convergencia de la corteza terrestre.

Los *orógenos transpresivos* representan uno de los principales estilos de orogénesis colisional (Jones *et al.* 1977; Vassallo & Wilson 2002). Estos se desarrollan por deformación progresiva, generando una *estructura en flor positiva*, con cabalgamientos vergentes hacia el antepaís (Shackleton & Ries 1984). Sin embargo, el desarrollo simultáneo de estructuras de corrimiento y zona de cizalla de alto ángulo (sistemas de "transcorrimiento") parece una constante, indicando una compartimentación de la deformación (*e.g.* Tikoff & Teyssier 1994). Lineaciones oblicuas en zonas de cizalla transcurrentes, asociadas con foliaciones de bajo ángulo, sugieren movimientos simultáneamente contraccionales y direccionales.

Por otra parte, los cinturones transpresivos presentan *arcos magmáticos* truncados y segmentados por las transcurrencias. Su modelación térmica muestra que la tasa de exhumación es proporcional, y el calor inversamente proporcional, al ángulo de oblicuidad de la convergencia (Thompson *et al.* 1997). En el caso del Cinturón Dom Feliciano, el arco magmático (*i.e.* Batolito Cuchilla Dionisio–Pelotas) evolucionó en un ambiente de gradiente geotérmico anormalmente elevado (*ca.* 65º–75ºC por km). Esto podría indicar que el mismo corresponde a un ángulo de convergencia muy agudo.

La presencia de *cuencas de antepaís*, paralelas al cinturón orogénico, es característica de los orógenos transpresivos. Si bien se las considera tardías, estas cuencas pueden desarrollarse en cualquier etapa del proceso. En el transcurso de la deformación progresiva, la inversión tectónica es la regla. Las mismas registran variaciones desde un régimen transtractivo a neutro o transpresivo (Fig. 4). Esto sucede debido a anisotropías mecánicas locales o la compartimentación de la deformación a lo largo del cinturón orogénico (*cf.* De Paola *et al.* 2005).

Sin embargo, la abundante bibliografía referida a cuencas tardiorogénicas muestra que la determinación de su marco geotectónico no es un asunto de fácil resolución (Menegat & Fernandes 2003). Algunas secuencias posorogénicas con diferentes contenidos, edades y estructuras sugieren diversos ambientes tectónicos de depositación (Paim *et al.* 2000). Algunos de esos ambientes son mencionados:

i) "cuenca de aulacógeno" (Fesefeldt 1988);
ii) "cuenca de retro-arco en antepaís" (Chemale Jr 2000);
iii) "cuenca de antepaís perisférica contemporánea" (Gresse *et al.* 1996);
iv) "cuenca de antearco" (Fragoso César *et al.* 1982);
v) "cuenca de *strike-slip*" (Oliveira & Fernandes 1991);
vi) "cuenca de *foreland, piggy-back* y *pull-apart*" (Beckel 1990).

Más allá de la dificultad para reconocer cuencas de retroarco en ambiente de antepaís respecto de cuencas de *strike-slip* (*e.g.* Nielsen & Silvester 1995), existe en cualquier caso, poca o ninguna evidencia para relacionar en ese momento esas cuencas a un proceso colisional. Por el contrario, las mismas no sólo son mucho más jóvenes que las tramas colisionales observadas en la faja metamórfica, sino que además postdatan la deformación sintranscurrente paralela al cinturón (*e.g.* milonitas de la zona de cizalla Sierra Ballena).

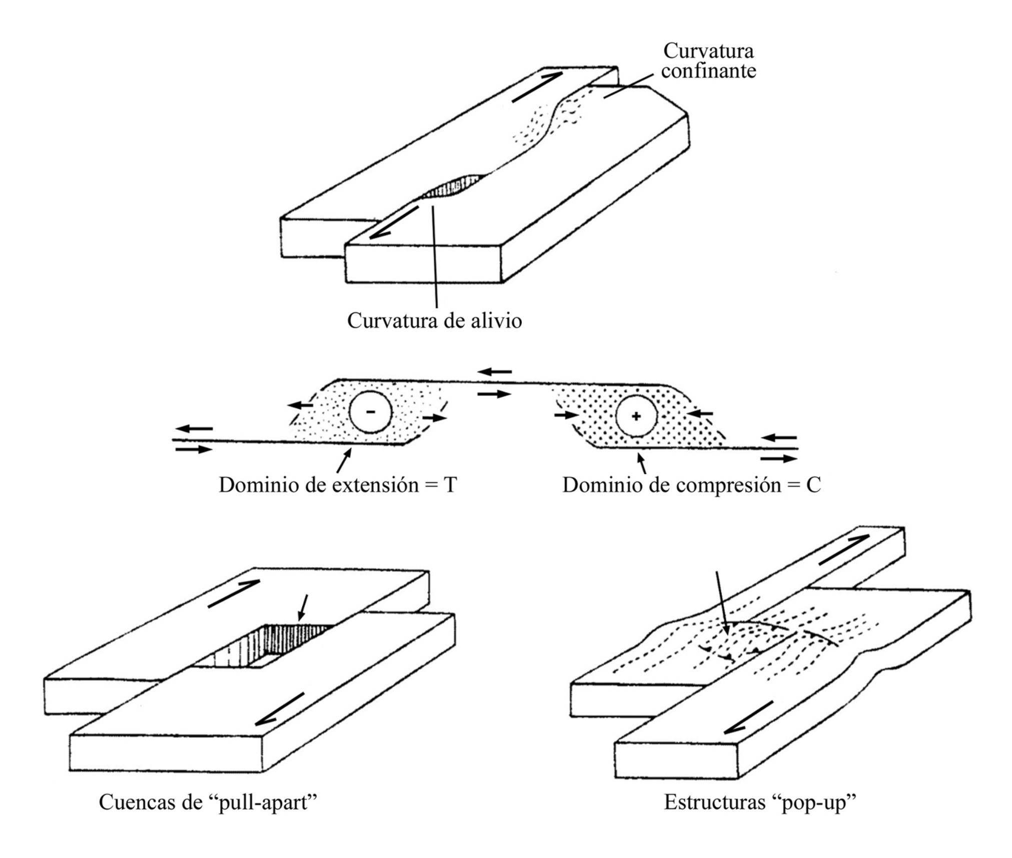


Figura 4 – *Esquemas que muestran los dominios de extensión y acortamiento generados por los desplazamientos laterales longitudinales entre bloques, tanto a escala mesoscópica como a escala continental.*
(cf. *Mercier & Vergely 1992).*

Existe una carencia de todo tipo de información para demostrar los modelos tectono–estratigráficos presentados. Las secuencias supracorticales del CDF, depositadas en ambientes geológicos dispares, siempre fueron agrupadas considerando una sucesión vertical (*"Layer-Cake Stratigraphy"*), pero omitiendo informaciones esenciales, tales como el significado de las

discordancias, el pasaje lateral de asociaciones de facies y cortejos sedimentarios o los patrones de sedimentación en ambiente de inestabilidad tectónica o térmica. Para las cuencas de antepaís del CDF, varias situaciones son posibles, pero más datos son necesarios para discriminar los diferentes tipos tectónicos (Fernandes & Menegat 2003).

GEOLOGÍA DEL ESCUDO URUGUAYO

A continuación, se presentan los principales rasgos geológicos de los dominios del Escudo Uruguayo. El *Dominio Occidental* (*i.e.* Piedra Alta) constituye el registro de exhumación mesozonal de un ambiente tectónico de arco magmático paleoproterozoico. El *Dominio Central* (*i.e.* Nico Pérez) presenta una estructura más compleja, con rocas de edades variando desde el Arqueano hasta el Cámbrico así como una historia tectono–metamórfica poliorogénica. El *Dominio Oriental* presenta restos de rocas paraderivadas, afectadas por el metamorfismo de alto grado y colgadas sobre granitoides emplazados en diferentes momentos de la evolución orogénica brasiliana.

El Dominio Occidental

La estructura del Dominio Occidental se presenta como una alternancia de bloques granítico–gnéisicos (ancho de *ca.* 100 km) y fajas supracorticales metamórficas paralelas (ancho de *ca.* 20 km) orientadas E–W (Fig. 5). Se compone de:

i) una unidad de basamento (macizos granítico–gnéisicos),
ii) una unidad de cobertura (tres fajas supracorticales angostas), y
iii) granitoides que recortan la cobertura.

La *unidad de basamento* está constituida por granitoides de composiciones diversas (Fernández & Preciozzi 1974; Bossi & Navarro 1988; Preciozzi & Bourne 1992; Maldonado *et al.* 2003). Los mismos se emplazaron en diferentes niveles corticales. Están representados por xenolitos de rocas máficas y félsicas (*e.g.* Piedra Alta, Cerro Colorado, Mahoma) así como por *septa* de gneises pelíticos y psamíticos (*e.g.* Arroyo Tornero, Cerro Colorado, Cuchilla Alta, Playa Fomento). En su conjunto presentan edades inferiores a 2.200 Ma. Las migmatitas con resisters máficos forman la caja de plutones tardiorogénicos de grandes dimensiones. Los granitos de anatexis, inseparables del complejo granítico, se asocian a granitoides calcoalcalinos que cortan las rocas supracorticales.

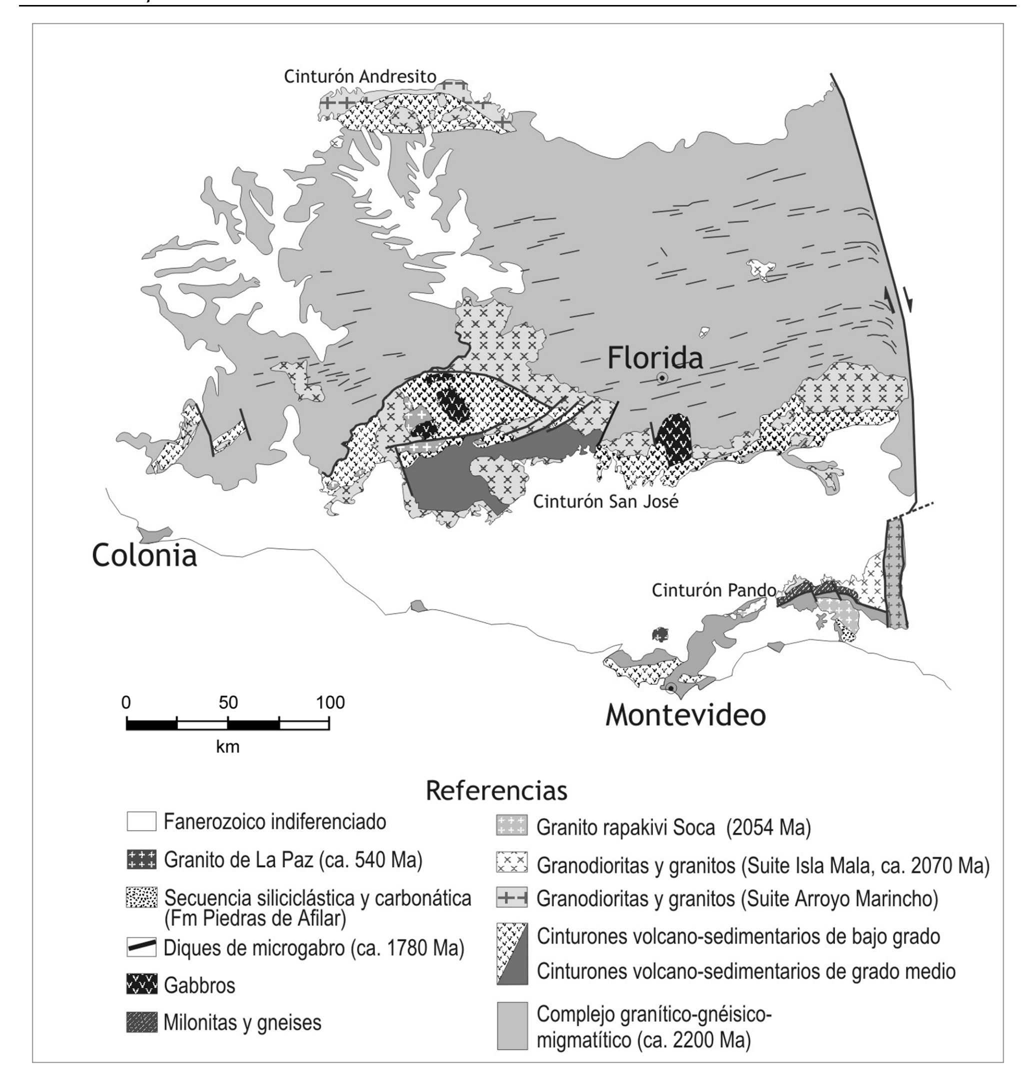


Figura 5 – *Geología del Dominio Occidental*

La *unidad de cobertura* aflora en forma de tres cinturones metamórficos, orientados groseramente E–W: el *Cinturón Andresito*, el *Cinturón San José*, y el *Cinturón Pando*. Los tres presentan características litológicas, metamórficas y estructurales semejantes (*cf.* Maldonado *et al.* 2003). Los tres son recortados por el mismo tipo de magmatismo granitoide, con idénticas edades.

El *Cinturón Andresito* está situado en el borde Noroeste del Dominio Occidental, siendo particularmente bien estudiado en la zona de Arroyo Grande. El *Cinturón San José* está situado en la parte central del Dominio Occidental. Se extiende desde los Cerros de San Juan (Colonia) hasta Fray

Marcos (Florida). Por último, el *Cinturón Pando* está situado en la región costera de los departamentos de Montevideo y Canelones.

La *secuencia volcano–sedimentaria* que integra los tres cinturones fue afectada por un metamorfismo regional y de contacto que varía desde grado medio a bajo (Preciozzi *et al.* 1985; Bossi & Navarro 1988; Oyhantçabal *et al.* 2003; Masquelin *et al.* 2004).

En el Cinturón Andresito, la base de la secuencia está constituida por una alternancia de anfibolitas y cuarcitas de grado medio, mientras que en el tope aparecen metaconglomerados, metapsamitas y cuarcitas. Las metalavas y metareniscas preservan las estructuras primarias.

En el Cinturón San José, la secuencia de grado medio presenta paragneises a grafito y almandino, micaesquistos a granate, biotita, estaurolita y disteno, cuarcitas con granate y anfibolitas a granate. Las condiciones metamórficas alcanzaron la zona de la sillimanita. La asociación de disteno y estaurolita indica presión media (tipo bárico "barroviano"). La secuencia de bajo grado está constituida por metavolcanitas y metasedimentos detríticos y químicos.

Las metavolcanitas basales comprenden ignimbritas y metatobas ácidas con hoquedades miarolíticas rellenas por cuarzo, que indican una profundidad de agua rasa para la sedimentación. La cristalización magmática fue datada en 2,14 Ga (método U-Pb SHRIMP en circón; Hartmann *et al*. 2000a; Fig. 6).

Los metasedimentos comprenden: (i) conglomerados matriz–soporte (matriz arcillosa), con clastos redondeados de metareniscas rítmicas y cuarcitas, (ii) *wackes* grafitosos, (iv) pelitas, (v) margas y (vi) dolomías cristalinas. Las metapelitas y metamargas están parcialmente transformadas a talcoesquistos y cloritoesquistos.

En el Cinturón Pando*,* la secuencia paraderivada está representada por la "Formación Montevideo" (*modif.* Walther 1948; Oyhantçabal *et al.* 2003). Esta consiste en una asociación metavolcano–sedimentaria de grado medio, cuyas litologías dominantes son orto- y paranfibolitas, metacherts a magnetita, micaesquistos a dos micas y paragneises grafitosos. Las ortoanfibolitas presentan hornblenda y plagioclasa. Los micaesquistos presentan una asociación mineral constituida por biotita, muscovita, estaurolita, granate, biotita, cuarzo y nódulos de fibrolita (sillimanita). La fibrolita se desarrolla sólo en contacto con granitoides. La estaurolita sólo se desarrolla en laminaciones centimétricas peraluminosas. La estabilidad de la asociación St-Grt-Bt, en ausencia de cloritoide, implica condiciones de temperatura de *ca.* 550ºC y presiones inferiores a 5 Kb (Spear 1993).

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Granitos cámbricos	Sienogranito La Paz	Rb-Sr (RT)	545 ±15	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
Diques máficos	Microgabro	Ar-Ar	Pallier de 1200 Ma	Pérdida parcial por calentamiento	Renne, en Teixeira (1999)
	Microgabro	Ar-Ar	1784	Cristalización magmática	Renne, en Teixeira (1999)
Granitos tardi–orogénicos (Complejo Marincho)	Aplita y microgranito	Rb-Sr (RT)	1969 ±25	Cristalización magmática	Preciozzi & Bourne (1992)
	Leucogranito	Rb-Sr (RT)	2067 ±25	Cristalización magmática	Preciozzi & Bourne (1992)
	Granodiorita Arroyo Grande	U-Pb	2098 ±22	Cristalización magmática	Ferrando (1996)
	Granodiorita Marincho	Rb-Sr (RT)	2291 ±65	Cristalización magmática	Preciozzi & Bourne (1992)
	Bloques graníticos de Falla Paso de Lugo	Rb-Sr (RT)	2505 ±112	Reciclaje térmico de isótopos (edad aberrante)	Preciozzi & Bourne (1992)
Granitos tardi–orogénicos (Suite Isla Mala)	Granito Rospide	Rb-Sr (RT)	1961 ±46	Cristalización magmática	Cingolani *et al.* (2001)
	Granodiorita Isla Mala	U-Pb SHRIMP	2065 ±9	Cristalización magmática	Hartmann *et al.* (2000a)
Granitos tardi–orogénicos (Fajas Ecilda Paullier y Florida)	Granito *rapakivi* Soca	U-Pb SHRIMP	2054 ±11	Cristalización magmática	Bossi *et al.* (2001)
	Granito Cerro Colorado	Rb-Sr (RT)	2071 ±70	Cristalización magmática	Cingolani *et al.* (1990)
Gabros	Gabro Mahoma	K-Ar (RT)	2033 ±44	Enfriamiento magmático < 500ºC	Oyhantçabal *et al.* (1990)
Cinturón Pando	Anfibolitas Bandeadas	Rb-Sr (RT)	1990 ±32 (R_0=0,7008)	Metamorfismo facies Anfibolita	Cingolani *et al.* (1997), en Bossi *et al.* (2001)
	Ortoanfibolitas del Cerro	Sm-Nd	> 2200 Ma	Extracción mantélica	Preciozzi *et al.* (1999b)
Cinturón San José	Meta–riolitas Paso Severino	U-Pb SHRIMP	2145 ±21	Cristalización magmática	Bossi *et al.* (2001)
Cinturón Andresito	Metavulcanita Arroyo Grande	U-Pb	2113 ±8	Cristalización magmática	Ferrando (1996)
Complejo Granítico–Gnéisico	Gneises Tornero (Cerro Colorado)	Rb-Sr (RT)	2154 ±126 (R_0=0,7006)	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
	Macizo Florida	Rb-Sr (RT)	2101 ±102 (R_0=0,701)	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)

Figura 6 – *Datos geocronológicos del Dominio Occidental.*

Las anfibolitas del Cerro de Montevideo se encuentran escasamente deformadas y preservan estructuras almohadilladas originales de la lava (Oyhantçabal *et al.* 2003). En Punta Rodeo, la imbricación de los *pillow* indica polaridad estratigráfica con tope para el Oeste. La edad modelo Sm-Nd de esas metalavas máficas es superior a 2.200 Ma (Preciozzi *et al.* 1999b). Por el contrario, las anfibolitas y paragneises de Pajas Blancas presentan un bandeado gnéisico rectilíneo compuesto (S_0 / S_1 / S_2), integrado por la propia estratificación achatada, así como por apófisis subconcordantes de granitoides intrusivos. Dicho bandeado registra pliegues isoclinales, que implican fuerte achatamiento y duplicación de la secuencia original. Se observan además bandas claras de cuarcita gris, *chert* ferrífero y diques máficos epidotizados que recortan la secuencia finamente estratificada. Para el bandeado compuesto, se determinaron indicadores cinemáticos de vorticidad horaria (Masquelin *et al.* 2004). Pliegues tardíos, derechos y apretados, constituyen la última deformación pos-metamórfica.

Esta cobertura de rocas supracorticales está cortada por *complejos plutónicos intrusivos*, integrados por diversos tipos granitoides, parcialmente recristalizados durante su emplazamiento mesozonal. También está recortada por granitos postectónicos, de emplazamiento epizonal.

En el Cinturón Andresito, el Complejo Intrusivo Marincho recorta las secuencias supracorticales, con cinco tipos diferentes (Preciozzi & Bourne 1992). La granodiorita tiene una edad de 2.291 ±65 Ma, mientras que el tipo aplítico (diques tardíos), una edad de 1.969 ±25 Ma (Rb-Sr, RT), concordante con la edad de anatexis en los macizos graníticos (Fig. 6).

En el Cinturón San José, los granitoides que cortan la cobertura son:

i) cuarzodioritas,
ii) leucogranitos a dos micas (Rb-Sr entre 2.290 y 2.225 Ma), y
iii) gabros y hornblenditas (Rb-Sr entre 2.040 y 2.100 Ma; Bossi *et al.* 1993; Fig. 6).

Las cuarzodioritas presentan plagioclasa cálcica, anfíbol y biotita, siendo localmente afectadas por metamorfismo de grado medio. La granodiorita Isla Mala presentó una edad de 2.088 ±12 Ma (método U-Pb en circón convencional; Preciozzi *et al.* 1999b). Otra datación de 2.070 Ma, realizada por el método U-Pb SHRIMP (Hartmann *et al.* 2000a), permite sugerir una cristalización magmática única (Fig. 6). Los leucogranitos presentan feldespato alcalino pertítico con inclusiones de biotita y espinelo gahnítico. Estos últimos genera-

ron aureolas de contacto con andalucita en metapelitas. Las hornblenditas son rocas raras, con anfíboles de varios centímetros. Se encuentran generalmente asociadas a gabros y otros granitoides máficos (Bossi & Piñeyro 2004).

En el Cinturón Pando*,* el complejo intrusivo mesozonal Punta Gorda (Masquelin *et al.* 2004) recorta y se interdigita con la secuencia supracortical. Está compuesto por metatonalitas y metagranodioritas, como tipos principales. Algunas brechas magmáticas de metatonalitas dentro del complejo constituyen un excelente marcador de la deformación en los granitoides. No obstante, las rocas más conspicuas son las pegmatitas a muscovita, berilo, turmalina y granate, representando el último pulso magmático. Estas fueron dúctilmente deformadas, generando localmente *augen*-gneises. Los diques presentan rumbos 110º y 160º, cuando no están plegados. Una edad U-Pb-SHRIMP de 2.165 ±38 Ma fue obtenida para el metagranito a granate de Pajas Blancas (Preciozzi *et al.* 1999b).

Las edades absolutas de todos los granitoides del Dominio Occidental fueron acotadas al Proterozoico Inferior (Hart 1966; Umpierre & Halpern 1971; Cingolani *et al.* 1990; Preciozzi & Bourne 1992; Fig. 6). Éstas se agrupan en tres intervalos principales: 1,7–1,9 Ga (17%), 1,9–2,2 Ga (64%) y superior a 2,2 Ga (19%). La edad de pico térmico del metamorfismo regional es próxima de 2.094 ±28 Ma, obtenida por isócrona Rb-Sr (RT). Tanto el valor εNd(0) como las edades Sm/Nd (T_{DM}) ambos sugieren que las rocas analizadas no derivan de protolitos arqueanos. Las edades de enfriamiento K-Ar se agrupan entre 1,93 y 2,16 Ga.

El enjambre de diques máficos, con una edad ^{40}Ar – ^{39}Ar de 1,78 Ga (Teixeira *et al.* 1999), constituyó la última manifestación magmática paleoproterozoica del Dominio Occidental. Luego, el Granito La Paz, con una isócrona Rb-Sr de *ca.* 545 ±15 Ma, fue interpretado como un magmatismo cámbrico anorogénico (Umpierre & Halpern 1972). Dicho granito debería vincularse con el magmatismo cámbrico de los Dominios Central y Oriental.

Un primer esbozo de evolución tectónica para basamento y cobertura ha planteado tres eventos de deformación en régimen contraccional y transcurrente (*cf.* Campal 1990). La megaestructura del Dominio Occidental fue considerada como el resultado de una imbricación en *duplex* de cabalgamientos (Bossi *et al.* 1998), alternando rocas supracorticales con lascas de los macizos graníticos. Hasta el momento, la documentación es insuficiente para apoyar ese modelo. Aquí, se propone como alternativa, un modelo de duplex transcurrente con extrusión de granitos (Fig. 7).

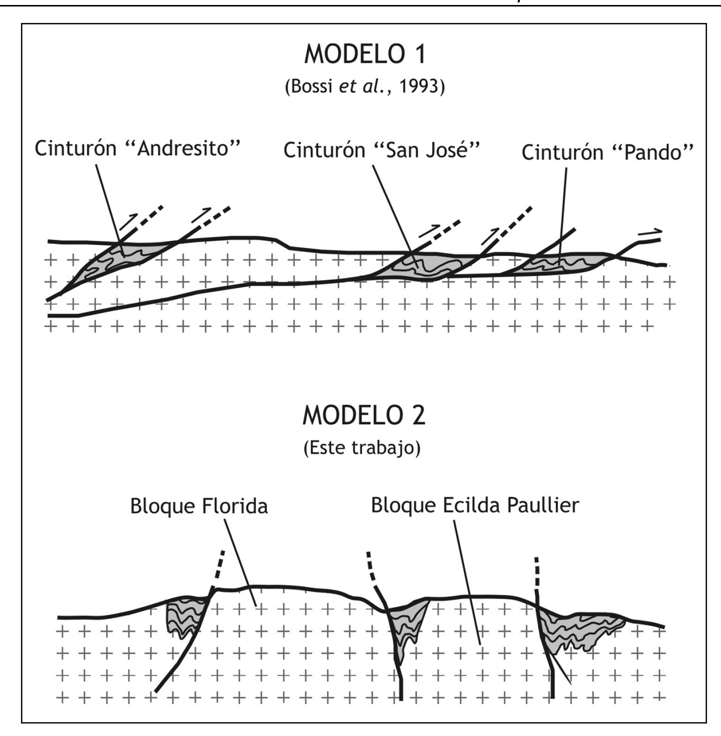


Figura 7 – *Modelos estructurales para explicar la repetición de bloques graníticos y cinturones volcanosedimentarios del Dominio Occidental.*

La unidad de cobertura más reciente es una secuencia clástico–carbonática, de 600 m de potencia, escasamente representada en el Oeste del departamento de Canelones (localidad de Piedras de Afilar). Ella reposa en discordancia erosiva sobre el Granito de Soca, datado en 2.054 ±11 Ma (Bossi *et al.* 2001) y sobre metamorfitos de alto grado del Complejo Cuchilla Alta (Fig. 8).

La Formación Piedras de Afilar presenta sedimentitas grano y estrato–decrecientes, en la base (Jones 1956). Su composición varía desde psefitas gravosas, con raros clastos decimétricos, en un soporte de matriz arenosa, areniscas gruesas a medias, pelitas y culmina en calizas. Presenta paleocorrientes orientadas N20ºE a N80ºE (Coronel *et al.* 1982). Está recortada en su base por sills de diabasas. Su posición estratigráfica continúa siendo enigmática, pese a una datación K-Ar de pelitas, de difícil interpretación. La datación del granito Arroyo La Tuna que aparentemente la recorta (Aubet 2005) permitirá acotar mejor la edad de esta unidad volcano–sedimentaria.

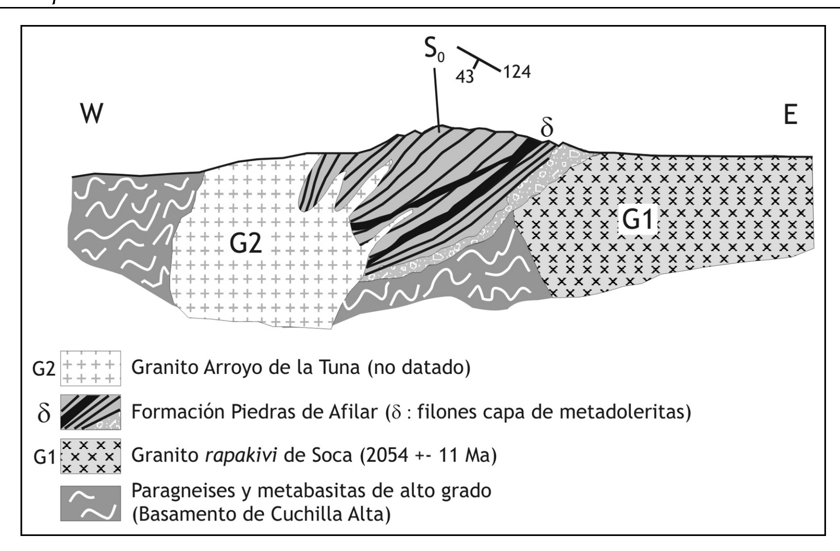


Figura 8 – *Estratigrafía esquemática de las diferentes rocas observadas en la localidad de Piedras de Afilar (dpto. de Canelones).*

El dominio central

Presenta un arreglo estructural complejo de rocas arqueanas a mesoproterozoicas, resultado de una tectónica mesoproterozoica retrabajada en el Neoproterozoico (Campal & Schipilov 1999). Este dominio puede subdividirse tentativamente en tres bloques corticales principales: (i) el bloque "Taquarembó–Valentines", (ii) el bloque "Pavas", y (iii) el bloque "Villa Serrana".[11]

Cada uno de estos bloques contiene: (a) una unidad basal de ortogneises y migmatitas, (b) una cobertura metamórfica de grado medio a alto, (c) un complejo plutónico mesoproterozoico anorogénico, (d) una cobertura ediacárico–cámbrica discordante, y (e) granitos pos-vendianos recortando la cobertura.

El *bloque Taquarembó–Valentines* (Fig. 9) fue interpretado inicialmente como el "núcleo cratónico" del Escudo Uruguayo (Bossi & Campal 1987). Las dos regiones de su afloramiento en Uruguay son: (i) la Isla Cristalina de Rivera, y (ii) la región de Valentines. La correlación revela que las rocas allí encontradas son semejantes a las del "Complejo Santa María Chico" de Rio Grande do Sul (Nardi & Hartmann 1979).

11. El nombre Taquarembó corresponde a una zona del estado de Rio Grande do Sul, en Brasil. *(N. de E.)*

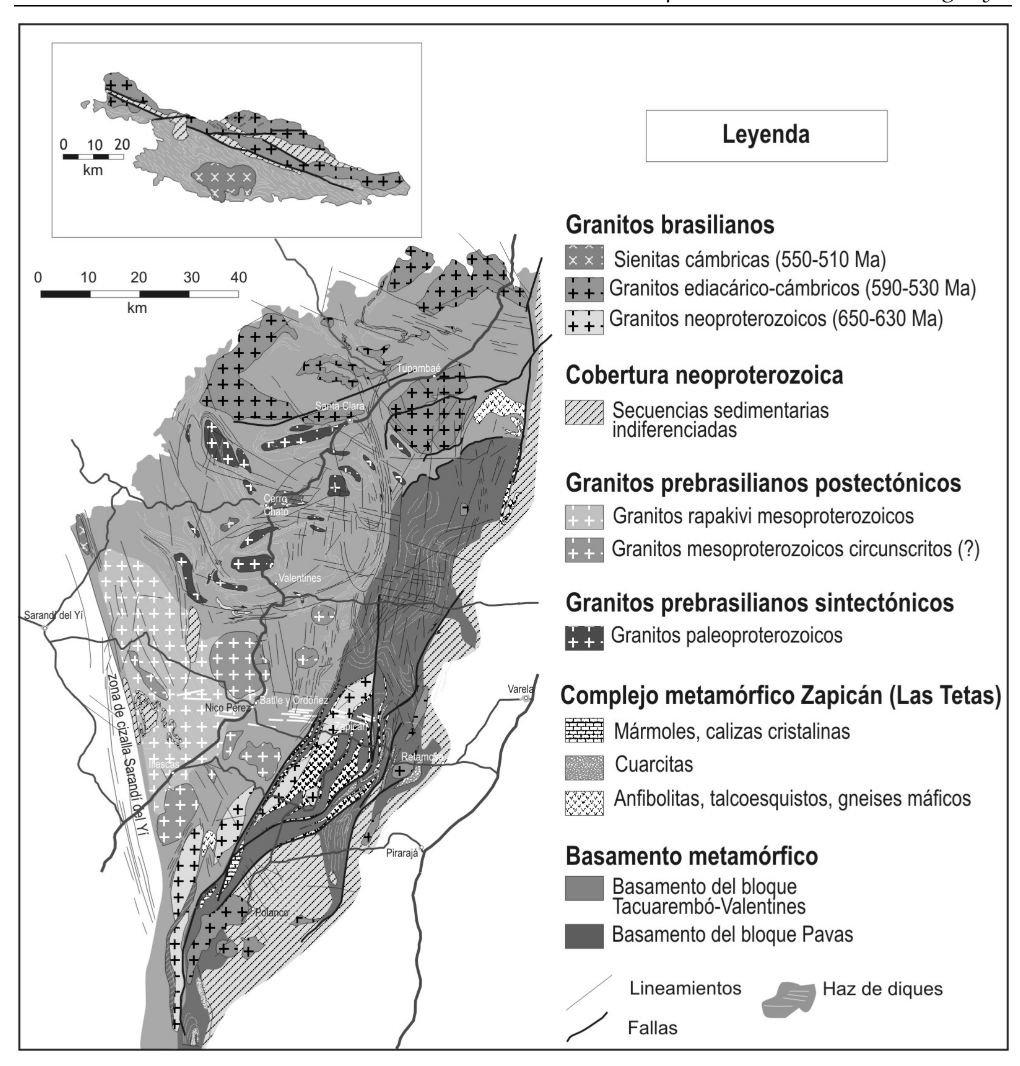


Figura 9 – *Geología de los bloques Taquarembó–Valentines y Pavas.*

La *Isla Cristalina de Rivera* constituye un alto de basamento aislado en medio de la Cuenca Norte. La misma presenta: (i) un complejo metamórfico de alto grado, (ii) una secuencia supracortical siliciclástica y carbonática poco deformada, y (iii) granitos neoproterozoicos (Cordani & Soliani 1990).

La unidad de basamento presenta ortogneises y paragneises. Las rocas ortoderivadas son principalmente ortogneises graníticos meso–pertíticos, con una pequeña proporción de ortogneises gabronoríticos, tonalíticos y rocas máfico–ultramáficas.

Los ortogneises graníticos mesopertíticos presentan un bandeado gnéisico subhorizontal de rumbo NW–SE y una lineación de agregado mineral en “varillas” de cuarzo (Masquelin 1995a). Estos presentan una edad Rb-Sr (RT) de *ca.* 2.272 ±33 Ma, interpretada como la edad de cristalización magmática (Soliani Jr. 1986). Nuevos datos obtenidos por el método U-Pb SHRIMP en circones indicaron cristalización en *ca.* 2,2 Ga y metamorfismo en *ca.* 2,0 Ga. (Santos *et al.* 2002). Los ortogneises gabronoríticos y tonalíticos, completamente recristalizados, aún no fueron datados. Se trata de rocas de textura granoblástica poligonal, a dos piroxenos, plagioclasa (An_{56}), a veces con bandas de cuarzo límpido monocristalinas.

Las rocas paraderivadas son gneises pelíticos a granate y sillimanita, cuarcitas ferríferas magnetito–manganesíferas, *augen*-gneises y mármoles a forsterita y piroxenitas ricas en diópsido (Masquelin 1993). El metamorfismo es de grado alto en facies de granulita de presión media (Arrighetti *et al.* 1981; Masquelin 1993; Ellis 1998).

A modo de correlación, en el “Complejo Santa Maria Chico”, las metabasitas parecen derivar de protolitos basálticos tholeíticos acrecionados al final del Arqueano, conforme a las edades modelo T_{DM} $^{147}Sm/^{144}Nd$ (Hartmann *et al.* 2000b). Los porfiroblastos postectónicos de piroxeno, plagioclasa y granate atestiguan de la ocurrencia de un evento M_1, aunque el evento M_2 parece haberlos recristalizado totalmente (Hartmann *et al.* 1999).

La secuencia volcano–sedimentaria de cobertura no metamórfica, aparece compuesta por areniscas, pelitas y calizas, asociadas con rocas piroclásticas. Presenta una potencia inferior a los 1.000 metros. Los diques de lamprófidos asociados y algunos plutones intrusivos (*e.g.* sienogranito Las Flores, *ca.* 580 Ma) atestiguan de un magmatismo shoshonítico de edad ediacárico–cámbrica.

La región de Valentines presenta un complejo metamórfico compuesto por metagranitoides y rocas paraderivadas. Los metagranitoides incluyen metagranitos, metatonalitas y metatrondhjemitas.[12] Sobre los metagranitoides, yace una secuencia de rocas metamórficas paraderivadas (¿en discordancia erosiva?), conocida como “Fm Valentines” (Bossi 1963; Bossi *et al.* 1998). Desde la base, dicha secuencia presenta un conglomerado ferrífero,

12. El nombre “trondhjemita” es dado a granitos blancos muy comunes, ricos en plagioclasa (y pobres en ortosa). El mismo viene de la ciudad de Trondheim, en Noruega, donde esas rocas son comunes; la ciudad se llamaba Trondhjem cuando Noruega estuvo unida a Dinamarca (hasta 1814). En 1930, esa ciudad fue denominada “Nidaros” y luego “Trondheim”, en 1931. *(N. de E.)*

pasando a cuarcitas magnetíticas, cuarcitas magnetito–augíticas bandeadas, piroxenitas y cuarcitas piroxénicas (Bossi & Navarro 1988; Gómez Rifas & Masquelin 1996). También incluye mármoles a granate, forsterita y diópsido (Bossi *et al.* 1998).

La presencia de clinopiroxeno en las cuarcitas, indica condiciones anhidras de metamorfismo de grado medio a alto (Fig. 10).

Los diagramas T-X_{CO_2} para mármoles con Fo-Di indican condiciones de temperatura superiores a 650ºC (Spear 1993). No obstante, la entrada en el facies de granulitas (Opx in) no está demostrada, debido a que la hidratación retrometamórfica de rocas máficas generó pseudomorfos tremolíticos, pinnita y otros minerales de sustitución a partir del piroxeno. Las cuarcitas ferríferas presentan "martitización" de la magnetita (Bossi 1963).

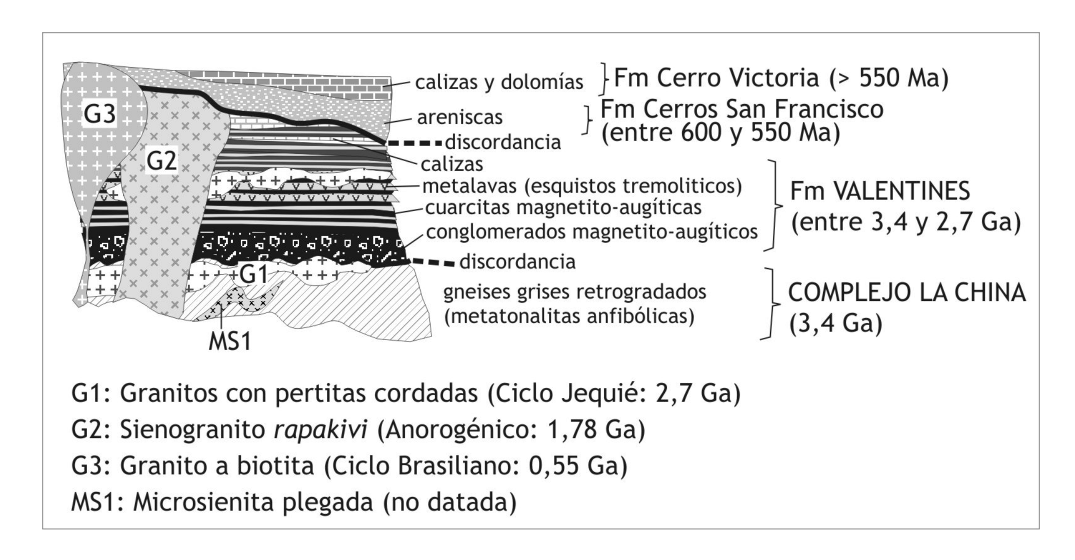


Figura 10 – *Estratigrafía conceptual del Bloque Taquarembó–Valentines.*

La secuencia preserva el bandeado gnéisico compuesto S_0 // S_1. Dicho bandeado es afectado por pliegues derechos isoclinales y domos y cubetas en dirección NW–SE. El núcleo de esos pliegues está ocupado por domos de metagranitos potásicos con feldespato mesopertítico y cuarzo celeste. Dichos granitos dieron una edad U-Pb SHRIMP (en circón) de 2,7 Ga en el núcleo y 2,1 Ga en la periferia (Hartmann *et al.* 2001). La edad del núcleo de los circones sería la edad de cristalización del granito. La edad de la perisferia correspondería al metamorfismo regional (M_2), que además

afecta a las rocas de la "Isla Cristalina". Por último, algunos diques microsieníticos plegados fueron reconocidos recortando a los gneises máficos (metatonalitas).

Los granitoides mesoproterozoicos que recortan ese basamento constituyen un batolito anorogénico de grandes proporciones. Este es correlacionable con granitoides de misma edad en los otros bloques, hasta el Río de la Plata. Está integrado por una serie de granitos deformados calcoalcalinos, así como por plutones circunscritos de afinidad *rapakivi* ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}704$; Bossi *et al.* 1998). Estos últimos tienen como característica distintiva la presencia de fenocristales de feldespato alcalino mesopertítico zoneado, con inclusiones de biotita, rodeados por un manto de plagioclasa y cuarzo automorfo celeste. Uno de esos plutones fue datado en el bloque Taquarembó–Valentines, obteniéndose una edad de 1,79 Ga por el método Pb-Pb (Heaman *in* Campal & Schipilov 1995) (Fig. 11).

La cobertura no metamórfica de la región de Valentines es muy delgada, siendo constituida por una secuencia clástica (Fm Cerros San Francisco) y otra carbonatada (Fm Cerro Victoria), atribuidas al Ediacárico–Cámbrico (Gaucher 2000).

El bloque Taquarembó–Valentines se separa del bloque Pavas a través de la zona de cizalla Cueva del Tigre en facies anfibolita (Preciozzi *et al.* 1985), que integra el sistema transcurrente Sierra de Sosa (Campal & Schipilov 1999).

El *bloque Pavas* fue separado por fotointerpretación en el Nordeste de Lavalleja y Oeste de Treinta y Tres (*cf.* Preciozzi *et al.* 1985; Preciozzi & Fay 1990). Se trata de un fragmento cortical limitado por zonas de cizalla en dirección NE–SW a N–S. Internamente, el bloque constituye una faja plegada y corrida cristalina de grandes proporciones. Afecta a rocas de protolito metatonalítico y su cobertura de rocas supracorticales.

La unidad de basamento contendría restos de corteza oceánica y granitoides calcoalcalinos (Fesefeldt *et al.* 1988; Preciozzi & Fay 1990; Campal & Schipilov 1999). Dicha unidad está compuesta por metagranitos muscovíticos, metatonalitas y rocas máfico–ultramáficas. Esta unidad recibió diversos nombres: "Formación Isla Patrulla" (Oyhantçabal & Vaz Chaves 1990), y "Complejo La China" (Campal & Schipilov 1999; Hartmann *et al.* 2001).

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Complejo Campanero–Punta Rasa (*cf.* Granitos anorogénicos)	Sieno-granito milonítico	Sm-Nd TDM	Entre 1738 y 2900	Extracción del manto	Basei *et al.* (2001)
	Sieno-granito milonítico	U-Pb	1735 ±32	Cristalización magmática	Sánchez *et al.* (2004a)
	Sieno-granito milonítico	U-Pb SHRIMP	1754 ±7	Cristalización magmática	Mallmann *et al.* (2003)
	Sieno-granito milonítico	Rb-Sr (RT)	844 ±91 (R_0=0,704)	Reciclaje isotópico parcial	Preciozzi *et al.* (1993)
Asociación de arco magmático–retroarco (Complejo Metamórfico Lavalleja)	Metariolita	U-Pb	624 ±14	Pico metamórfico	Sánchez *et al.* (2004a)
	Metariolita	U-Pb	667 ±4	Cristalización magmática	Sánchez *et al.* (2004a)
	Meta-basalto	Sm-Nd isócrona	1812 ±360	Extracción mantélica y crist. magmática	Mallmann *et al.* (2003)
	Circones detríticos	U-Pb SHRIMP	Entre 702 y 3197	Proveniencia mixta	Sánchez *et al.* (2004b)
Granitos anoro-génicos	Granito *rapakivi* Illescas	Pb-Pb (circón)	1785 ±9	Cristalización magmática	Heaman, en Campal & Schipilov (1995)
Complejo Metamórfico Zapucay	Metagrano–diorita	Rb-Sr (RT)	2250 ±50	Pico metamórfico regional	Cordani & Soliani (1990)
Complejo Metamórfico Valentines	Metagranito intrusivo en BIF	U-Pb SHRIMP	2100	Pico metamórfico regional (M3)	Hartmann *et al.* (2001)
	Metagranito intrusivo en BIF	U-Pb SHRIMP	2700	Cristalización magmática	Hartmann *et al.* (2001)
Complejo La China (Bloque Taquarembó–Valentines)	Meta-tonalita	U-Pb SHRIMP	3100 y 2700	Picos metamórficos M1 y M2 (respect.)	Hartmann *et al.* (2001)
	Meta-tonalita	U-Pb SHRIMP	3413 ±56	Cristalización magmática	Hartmann *et al.* (2001)

Figura 11 – *Datos geocronológicos del Dominio Central.*

Los metagranitos muscovíticos de la *nappe* desarrollan localmente una foliación subhorizontal, mostrando porfiroclastos "sigma" que sugieren vorticidad horaria y cabalgamiento tope para el Sudeste. Las metatonalitas son rocas anfibólicas, ricas en plagioclasa. Las rocas máfico–ultramáficas comprenden anfibolitas y esquistos anfibólicos con hornblenda, cummingtonita y cuarzo (Preciozzi & Fay 1990). Por retrabajamiento, las rocas ultramáficas desarrollan fajas métricas de tremolitita y fajas talcosas, de 0,5 m de espesor. Estas se asocian a los desplazamientos en dirección, constituyendo verdaderos patines tectónicos. En la región de Zapicán, el complejo estaría cabalgado por gabros con tope hacia el Sudeste (Campal & Schipilov 1999). Las tremolititas y talcoesquistos no son exclusivos de esa región, pudiendo también ser observados en zonas de cizalla decimétricas que cortan a los ortogneises situados al Oeste de Mariscala.

A través del método U-Pb SHRIMP en circones, se obtuvieron edades arqueanas consistentes para la cristalización magmática de las metatonalitas del Complejo La China (Hartmann *et al.* 2001). El núcleo de los circones presentó una edad de *ca.* 3,41 Ga, considerada como la del protolito ígneo. La edad de un metamorfismo M_1 fue estimada en 3,1 Ga, y la de un metamorfismo M_2 entorno a 2,7 Ga (Hartmann *et al.* 2001; Mallman *et al.* 2003).

La unidad de cobertura paleo- a mesoproterozoica (tentativa) es una secuencia metamórfica de grado medio, imbricada por cabalgamiento con el "Complejo La China". La misma recibió los siguientes nombres: "unidad Zapicán" (Preciozzi & Fay 1990) y "Complejo Las Tetas" (Campal & Schipilov 1999). Está compuesta, de la base al tope, por: (i) metaconglomerados clastosoporte, (ii) cuarcitas, (iii) gneises a muscovita y turmalina, (iv) micaesquistos a biotita, granate y estaurolita, y (v) mármoles y rocas calcosilicatadas (Mallmann *et al.* 2004). Algunos circones detríticos obtenidos en las metacuarcitas y metaconglomerados indican edades arqueanas y paleoproterozoicas para las áreas–fuente (Hartmann *et al.* 2001), al igual que en circones de metamorfitos del Complejo Metamórfico Lavalleja, por lo que su identidad con este último es probable (*cf.* Mallmann *et al.* 2004; Sánchez *et al.* 2004b).

El *bloque Villa Serrana* (Gaucher *et al.* 2004) es el bloque cortical más austral del Dominio Central. En líneas generales, su geología es muy similar a la del bloque Pavas. Sus límites son la Faja Metamórfica Lavalleja, al Oeste y la zona de cizalla Sierra Ballena, al Este (Fig. 12). El bloque presenta una imbricación tectónica por cabalgamientos cristalinos, entre:

i) una unidad de metagranitoides y anfibolitas, y
ii) una unidad de rocas supracorticales.

La *unidad de metagranitoides y anfibolitas* está constituida por ortogneises leucócratas a dos micas, asociados con ortoanfibolitas accesorias. La misma registra una deformación dúctil a dúctil–rúptil, generada por corrimientos con pliegues asociados. Registra además el emplazamiento de sienogranitos anfibólicos milonitizados relativamente abundantes. Estos últimos también están parcialmente involucrados en las láminas de cabalgamientos cristalinos, generando *augen*-gneises de grado medio.

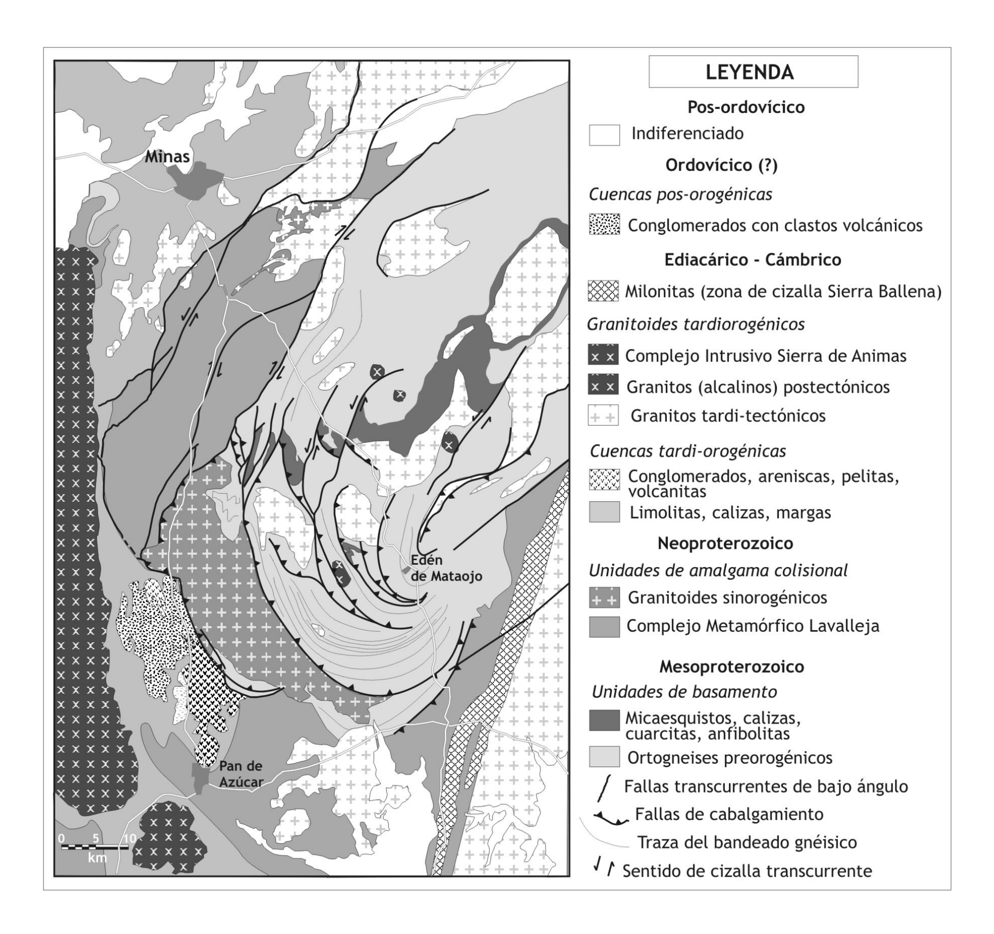


Figura 12 – *Geología del bloque Villa Serrana.*

Dicha unidad integra las rocas conocidas como ortogneises "Punta Rasa" (Masquelin & Gómez 1998) y "Campanero" (Sánchez 1998). En Punta Rasa, se reconocen metagranodioritas conteniendo cuerpos tabulares de rocas máficas. Ambas son recortadas por filones del Complejo Intrusivo Sierra de Ánimas (microsienitas, riolitas) y presentan intensa cataclasis local, superpuesta a la trama metamórfica.

Los ortogneises “Campanero” afloran en los alrededores de Edén y sus litotipos son: (i) metagranodioritas anfibólicas porfiríticas, y (ii) metaleucogranitos muscovíticos, ambos con matriz recristalizada de plagioclasa, ortosa y cuarzo, pero con núcleos de fenocristales de plagioclasa y microclina preservados de la completa recristalización. Esta es localmente estática y pese a la poligonización de grano fino se puede reconstruir la forma de los cristales de anfíbol magmáticos. Por lo general, en zonas de alto *strain* se desarrollan porfiroblastos de feldespato asimétricos. El metamorfismo regional alcanzó el facies anfibolita.

Las edades U-Pb (SHRIMP) de circones se interpretaron, en esos metagranitoides, como siendo las de cristalización magmática. Estas varían entre 1,54 Ga (Mallmann *et al.* 2003) y 1,74 Ga (Sánchez *et al.* 2004b). Los perfiles de dataciones Sm-Nd mostraron edades modelo T_{DM} situadas entre 1,5 y 2,4 Ga, compatibles con las obtenidas en el resto del Dominio Central (Basei *et al.* 2001) (Fig. 11).

La unidad de rocas supracorticales está constituida por una secuencia con metamorfismo de facies anfibolita y algunos autores la consideran parte del *Complejo Metamórfico Lavalleja* (*e.g.* Sánchez 1998; Mallmann *et al.* 2004). La misma desarrolla una imbricación tectónica con la unidad de metagranitoides anterior. La secuencia se subdivide en dos unidades, una de protolitos volcano–sedimentarios y otra de protolitos sedimentarios (Rossini & Legrand 2003). La primera está integrada por calizas dolomíticas, esquistos y metalavas ácidas y básicas. La segunda presenta calizas cristalinas puras, rocas calcosilicatadas con diópsido y tremolita, micaesquistos a dos micas, anfibolitas, cuarcitas a disteno y cuarcitas ferruginosas (taconitas).

El conjunto de unidades anteriores fue recortado por diversos granitos neoproterozoicos (*e.g.* granito La Calera; Gómez Rifas 1995).

En síntesis, los datos geocronológicos del Dominio Central permitieron establecer una columna estratigráfica general:

i) magmatismo granítico arqueano (3,4 y 3,1 Ga),
ii) metamorfismo y fusión parcial transamazónicos (2,1 Ga),
iii) magmatismo anorogénico mesoproterozoico (*i.e.* granito *rapakivi* Illescas de 1,75 Ga),
iv) zonas de cizalla mesoproterozoicas (*e.g.* 1,2 Ga),
v) granitoides pre-ediacáricos (*i.e.* granodiorita Puntas del Santa Lucía, 633 ±12 Ma), y
vi) granitos cámbricos (*e.g.* granito Guazunambí, 532 ±11 Ma).

El dominio oriental

El Dominio Oriental se subdivide en tres bloques principales: *Aiguá–Cuchilla Dionisio*, *Sierra de Ríos* y *Punta del Este*. Estos contienen: (i) una secuencia paraderivada preorogénica de grado medio a alto, (ii) magmatismo mesoproterozoico, (iii) abundante magmatismo plutónico de edad Neoproterozoico a Cámbrico, y (iv) una cobertura ediacárica a cámbrica discordante.

El *bloque Sierra de Ríos* está enteramente constituido por granitos porfiroides de grano medio (*i.e.* Granitos de Aceguá y Sierra de Ríos; Preciozzi *et al.* 1985). Sobre esos granitos de grano grueso se emplazan riolitas en filones–capa (*ca.* 570 Ma). Esos granitos se continúan en el Sur de Brasil, en la región de Erval (*cf.* Philipp 1998).

El *bloque Aiguá–Cuchilla Dionisio* constituye el mayor de los tres bloques. Al Norte está separado del bloque Sierra de Ríos por la zona de cizalla Otazo que bifurca a partir de la zona de cizalla Sierra Ballena (*cf.* Gómez Rifas 1995). Sobre esa discontinuidad, aflora la Formación Paso del Dragón que contiene micaesquistos a dos micas, anfibolitas y serpentinitas cromíferas (Preciozzi *et al.* 1985; Bossi *et al.* 1988) (Fig. 13). La misma se asocia aquí tentativamente con el Complejo Metamórfico Lavalleja.

Este bloque se separa del bloque Punta del Este a través de las zonas de cizalla Gorriti y Alférez. En ese bloque se desarrolla una faja de grandes cuerpos graníticos tardiorogénicos con *septa* de ortogneises anfibólicos. Los granitos son de carácter calcoalcalino alto a medio potasio. En el Sur, el granito a biotita Maldonado está parcialmente milonitizado. En la región de Cañada del Oro (Treinta y Tres), el granito Cuchilla Dionisio muestra bordes con deformación en estado plástico superpuesta a deformación "magmática".

El *bloque Punta del Este* se separa de una cuenca neoproterozoica tardiorogénica (la Cuenca Marginal Rocha) por medio de la zona de cizalla vertical "Laguna Rocha". Comprende:

i) un basamento no separable,
ii) colgajos de rocas paraderivadas de alto grado (*i.e.* Suite Metamórfica Chafalote; Masquelin *et al.* 2001),
iii) una suite magmática intrusiva, representada por un volumen restringido de charnoquitoides de ambiente catazonal (*i.e.* Suite Intrusiva Cerro Bori),

iv) granitos neoproterozoico–cámbricos emplazados en ambiente epizonal, y
v) granodioritas peraluminosas sustentando los colgajos de rocas paraderivadas de alto grado (*i.e.* Granodiorita Piriz) (Fig. 14).

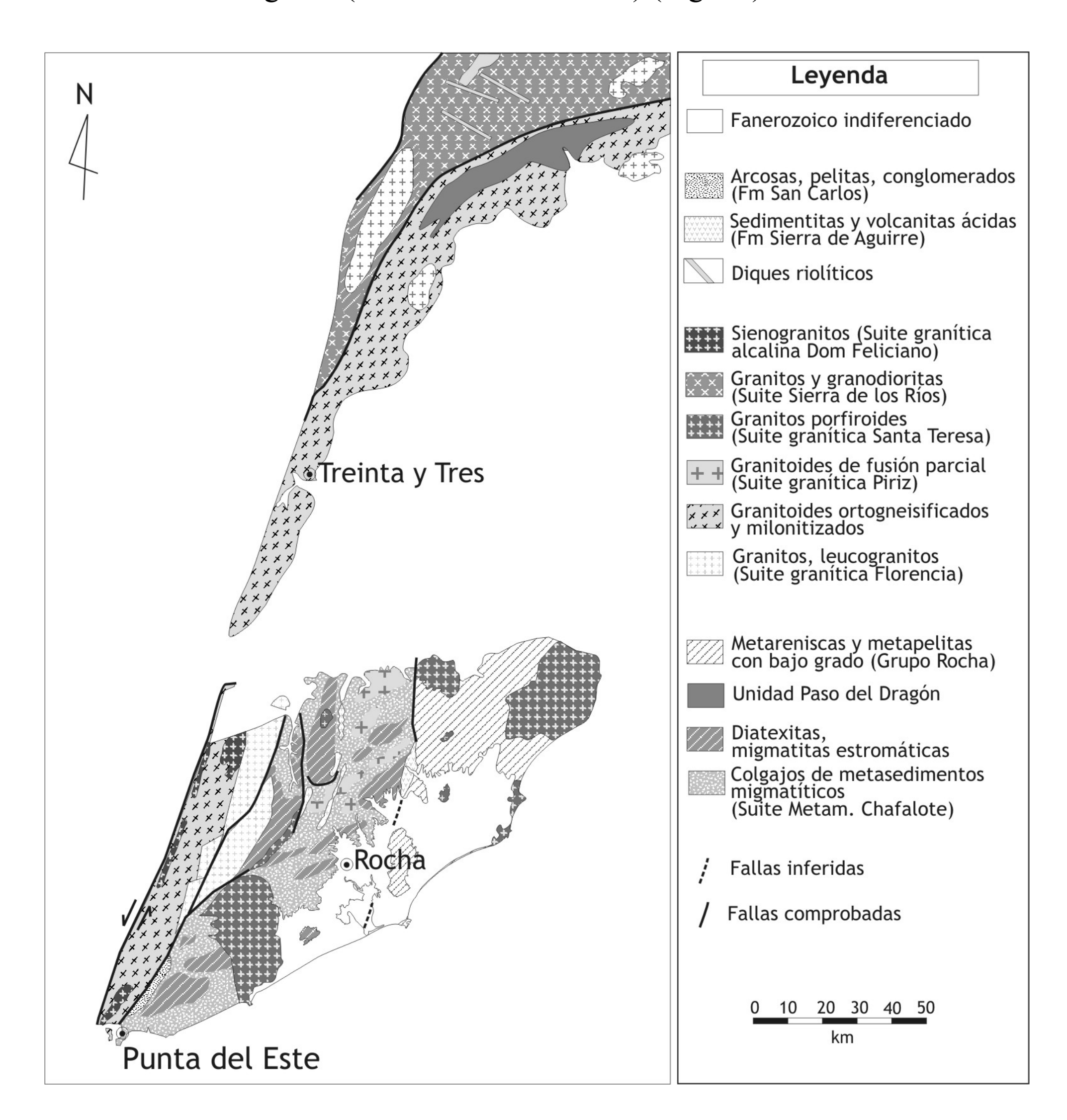


Figura 13 – *Geología del Dominio Oriental.*

La Suite Metamórfica Chafalote está integrada por gneises pelíticos, calco–silicatados y máficos en facies granulita (Masquelin 2002). No está claro aún si estas rocas se corresponden lateralmente con las secuencias supracorticales de menor grado de los otros bloques corticales o si derivan de un basamento polimetamórfico.

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Complejo Gnéisico "Arroio dos Ratos" (RGS)	Ortogneis tonalítico (G1)	U-Pb	1.538 ±7	Edad mínima de cristalización ígnea	Silva *et al.* (2000)
			1.111 ±34	Edad mínima de cristalización ígnea	Koester *et al.* (2001)
			631 ±13	Metamorfismo M_2	Silva *et al.* (1997)
	Ortogneis trondhjemítico (G3)	U-Pb	2.078 ±13	Cristalización magmática	Hartmann *et al.* (2000b)
			~ 800	Metamorfismo M_1	Hartmann *et al.* (2000b)
		Rb-Sr	723 ±13	Metamorfismo M_1	Tommasi (1991)
Bloque Metamórfico Punta del Este	Núcleos de Circón y monacita	U-Pb SHRIMP	2.058 ±13	Cristalización magmática	Bossi *et al.* (2001)
	Granates de metapelitas	Sm-Nd (Grt)	(1) 656 ±72 (2) 600 ±24	Metamorfismo M_1	Gross *et al.* (2005)
	Ortogneis grano–diorítico a tonalítico anatéctico	Rb-Sr (RT)	~ 600	Metamorfismo M_1 (anatexis regional)	Umpierre & Halpern (1971)
		U-Pb	636 ±25	Metamorfismo M_1 (anatexis regional)	Preciozzi *et al.* (2003)
		U-Pb SHRIMP	743 ±7	Metamorfismo M_1 (alto grado)	Tickyj *et al.* (2001)
		U-Pb	1.006 ±37	Cristalización magmática	Preciozzi *et al.* (1999a)

Figura 14 – *Datos geocronológicos del Dominio Oriental (incluye Rio Grande do Sul).*

RASGOS ESTRUCTURALES Y ASOCIACIONES LITOTECTÓNICAS DEL CINTURÓN DOM FELICIANO

La estructura del Cinturón Dom Feliciano resulta de diversos procesos superpuestos ocurridos entre límites de placas convergentes. La evolución tectónica puede separarse en dos eventos orogénicos sucesivos: (i) un evento convergente oblicuo tangencial (E_1), y (ii) un evento contraccional y transcurrente sinestral (E_2) (*cf.* Goscombe *et al.* 2003b). En el primero, se desarrollaron las estructuras asociadas al cierre de cuenca marginal y a la colisión. En el segundo, se produjeron las estructuras vinculadas a la evolución tardiorogénica, escape tectónico, colapso orogénico y desarrollo de cuencas de antepaís (*cf.* Soares & Rostirolla 1997).

En el Sudeste de Uruguay, este ramal orogénico consta de tres estructuras sobresalientes, vistas en imágenes de satélite: (i) restos de una faja plegada y corrida (*Complejo Metamórfico Lavalleja*), (ii) un basamento metagranitoide anisótropo, afectado por un megapliegue isópaco (*Complejo Punta Rasa–Campanero*), y (iii) una zona de cizalla central rectilínea (*i.e.* zona de cizalla de Sierra Ballena).

Los restos de una faja plegada "en acordeón", al Sur de Minas, fueron cartografiados según un modelo que recuerda análogos más modernos como la faja plegada y corrida de Zagros, en Irán (Preciozzi & Pena 1990). Sin embargo, no se trata de una clásica faja plegada y corrida debido a dos factores: El carácter transpresivo de la convergencia y su evolución hacia la verticalización de estructuras por apretamiento, favoreciendo el desarrollo de fallas transcurrentes y "transcorrimientos". Entre las fallas transcurrentes se preserva una parte de los *duplex* de cabalgamiento. La zona de cizalla tangencial principal está marcada por un plano de despegue de bajo ángulo, conteniendo una cuarcita de 3–4 m de espesor, rica en fucsita, repetida por imbricación tectónica.[13]

El megapliegue de basamento consiste en una flexura concéntrica de 20 km de radio, cercana a la Laguna del Sauce (Masquelin & Gómez Rifas 1998). Esta estructura dúctil podría ser una lámina de cabalgamiento cristalina con pliegue, visible en mapa en forma de lóbulo (*cf.* Hatcher & Hooper 1992). Esa deformación afecta el bandeado gnéisico de metagranitoides, así como también los *septa* de rocas supracorticales asociadas. Fue generada a temperatura intermedia, en ambiente de formación de pliegues flexurales (*buckling*), siendo posteriormente denudada por exhumación y erosión. La estructura debió evolucionar hacia una imbricación de lascas, asociada con algunos cabalgamientos, cuyo transporte tectónico se considera de tope para Noroeste (Sánchez 1998). Esa asociación estructural representa el máximo acortamiento alcanzado por el basamento, en el evento convergente tangencial–oblicuo.

La deformación tardiorogénica de la región estuvo controlada por la zona de cizalla Sierra Ballena. Esta pertenece a un sistema de fallas transcurrentes NE–SW y fue activada durante el evento E_2. En el Sur, la zona de cizalla se extiende en forma casi rectilínea sobre 120 km, y posee milonitas con un ancho estimado en 5–6 km (Gómez Rifas 1995). Las ultramilonitas centrales alcanzan un ancho de 200 m. Esa estructura parece atestiguar de

13. La fucsita es una muscovita enriquecida en cromo que deriva de la circulación hidrotermal a través de rocas máficas cercanas.

cierta competencia reológica en los bloques situados a ambos lados, durante el desplazamiento.

La zona de cizalla Sierra Ballena es una falla transcurrente sinestral de primer orden. La misma puede ser considerada como la continuación de la zona de cizalla transcurrente Dorsal de Canguçú (Fernandes & Koester 1999). Esta fue interpretada sucesivamente como "zona de cizalla intracontinental producida por colisión oblicua" (Fragoso César *et al.* 1986), "zona de cizalla en dirección responsable por la acomodación del movimiento tardiorogénico paralelo al cinturón" (Fernandes & Koester 1999) y "sutura entre placas litosféricas" (Chemale 2000). La zona de cizalla Sierra Ballena trunca en diagonal el bandeado metamórfico E–W del Complejo Cerro Olivo y de los gneises que bordean el granito Cuchilla Dionisio. La misma separa dos dominios corticales posiblemente alóctonos entre sí.

Se detalla a continuación la geología de las diferentes *asociaciones litotectónicas* relacionadas con el desarrollo terminal del Cinturón Dom Feliciano (CDF): (i) la Faja Metamórfica Lavalleja, con metamofitos de grado medio a bajo, (ii) el Bloque Punta del Este, con metamorfitos de alto grado, (iii) la Faja Granítica Orogénica, y (iv) las Secuencias Volcano–Sedimentarias.

La Faja Metamórfica Lavalleja

Está integrada por distintos corredores anastomosados de rocas supracorticales plegadas. Entre estos, se encuentran: la propia faja central del *Complejo Metamórfico Lavalleja* (Basei *et al.* 2000), la faja de la *Formación Paso del Dragón* (Preciozzi *et al.* 1985) y la faja del *Complejo Las Tetas* (Hartmann *et al.* 2001). En estas fajas predominan esquistos, anfibolitas, cuarcitas y calizas de grado medio a bajo.

El *Complejo Metamórfico Lavalleja* se define como una asociación de rocas supracorticales volcano–sedimentarias, con algunas rocas intrusivas máficas (metagabros), presentando metamorfismo de grado bajo a medio y deformación localmente intensa, en zonas de alto *strain.* Pese a reconocerse localmente la estratificación ("S_0"), esta asociación no puede separarse en unidades litoestratigráficas formales, pues está parcialmente afectada por transposición (*cf.* Passchier & Trouw 1996).

La secuencia metasedimentaria incluye metaconglomerados, metareniscas, metapelitas, dolomías, calizas cristalinas puras e impuras y metamargas. La secuencia metavolcánica comprende lavas basálticas a andesíticas,

metariolitas, metapiroclastitas y brechas epiclásticas (Midot 1984; Preciozzi *et al.* 1985; Sánchez 1998).

Los metasedimentos siliciclásticos más groseros tienen una escasa participación, aunque ocurren algunos estratos métricos de metareniscas y metarcosas. Los metaconglomerados son raros. Algunas zonas de cizalla en dirección (*i.e* "lineamientos") compartimentan la secuencia y se considera que eso impide la correlación lateral de sus estratigrafías (Oyhantçabal *et al.* 2001).

Uno de los elementos que parecen constituir una asociación preorogénica dentro del *Complejo Metamórfico Lavalleja* es el conglomerado oligomíctico del Parque Salus (*cf.* "Formación Salus" de Midot 1984), cuyos clastos de cuarzo y cuarcita demuestran provenir de un área fuente impropia del desmantelamiento orogénico y más esperable como secuencia de borde de margen pasivo. Las cuarcitas atestiguan de una deformación dúctil y recristalización en condiciones P-T de grado bajo a medio y presentan indicadores cinemáticos (porfiroclastos rotados). Estos conglomerados y cuarcitas están en contacto (¿fallado?) con calizas estromatolíticas, margas y lutitas rítmicas grises, correlacionables con litologías de las unidades descritas en la Cantera Mina Verdún (Poiré *et al.* 2003; González *et al.* 2004).

Pese a que allí, trabajos recientes consideran la existencia de una única fase de deformación dúctil (Poiré *et al.* 2003), las estructuras fotointerpretadas y corroboradas en la cantera de ANCAP son algo complejas e indican deformación dúctil y condiciones de flujo diferencial, generando un pliegue anisópaco con charnela engrosada (zona de mayor abundancia de caliza). Asimismo, entre los Cerros Águila y Verdún (entrada de Minas), las cuarcitas y conglomerados desarrollan un pliegue isópaco apretado, de plano axial Noroeste (Bossi & Navarro 1988) y participan en interferencias de pliegue en el Cerro La Plata (Midot 1984; Pena *et al.* 1986; Machado & Fragoso 1988).

El análisis estructural permitió establecer niveles–guía estratigráficos, útiles para la correlación dentro del complejo, tales como jaspilitas negras asociadas a calizas dolomíticas (*cf.* Midot 1984). Las mismas han constituido históricamente una guía de prospección para calizas cementeras. Estos niveles–guía superan la barrera causada por los nuevos "lineamientos" propuestos (*cf.* Oyhantçabal *et al.* 2001; Gaucher *et al.* 2004).

Un análisis cinemático fue establecido en un sector del complejo de metagranitoides *Punta Rasa–Campanero*, en el que se intercalan restos de las secuencias supracorticales separadas (*i.e.* unidades "Fuente del Puma",

"Zanja del Tigre" y "Carapé") (Mallmann *et al.* 2004). Allí se determinó la existencia de tres fases de deformación: D_1, D_2 y D_3.

La fase D_1 representa el comportamiento dúctil en zonas de bajo *strain* relativo. A esta se asocian estructuras de interferencia de pliegues anisópacos y pasivos, así como pliegues isópacos (dependiendo de las litologías) (Machado & Fragoso 1987). Estas estructuras ocurren durante la deformación dúctil principal, concomitante con el pico metamórfico.

La fase D_2 genera cabalgamientos de bajo grado (Mallmann *op. cit.*). La trama metamórfica sin-D_1 sería aprovechada para desarrollar los despegues. Estos cabalgamientos se caracterizan por zonas de cizalla ultramiloníticas y filoníticas de bajo ángulo discretas, que recortan e imbrican lascas de ortogneises (metagranitoides *Punta Rasa–Campanero*), con lentes de rocas supracorticales (*Complejo Metamórfico Lavalleja*). Las filonitas micáceas no provendrían de los micaesquistos del *Complejo Metamórfico Lavalleja* sino que serían el producto de la propia deformación dúctil que afecta a los metagranitoides *Punta Rasa–Campanero*.

La fase D_3 se interpreta como el resultado de escape tectónico, como respuesta al agotamiento del acomodamiento por deformación dúctil flexural del basamento. Genera zonas de cizalla de alto ángulo en dirección.

Los protolitos volcánicos y sedimentarios del *Complejo Lavalleja* habrían sido depositados entre el mesoproterozoico y el neoproterozoico (*ca.* 1.400 hasta 700 Ma). Una datación U-Pb (convencional) en metavolcanitas ácidas (*i.e.* metaignimbrita) indicó una edad de 1.429 ±21 Ma (Sánchez *et al.* 2004b). La edad es de difícil interpretación dado que varias fracciones de circón (al menos dos) resultaron altamente discordantes. Dichos circones se consideraron como xenocristales (Fig. 15).

En general, la edad de depositación de la secuencia está mal controlada. Por ejemplo, Gómez Rifas (1995) reportó edades K-Ar (RT) en metagabros de 1.203 ±65 Ma. Otras rocas incluyendo metariolitas y metabasaltos dieron dos grupos de edades: (i) 626 ±47 Ma, (ii) *ca.* 750 Ma. La geoquímica de estos últimos sugiere la presencia de 2 tipos de magmatismo básico.

Por otra parte, se obtuvo información sobre áreas fuente, a partir de histogramas con edades de circones detríticos que van desde el Arqueano al Neoproterozoico (Sánchez *op. cit*).

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Faja Metamórfica Lavalleja	Metagabro	K-Ar(RT)	1.203 ± 65	Enfriamiento magmático (?)	Gómez Rifas (1995)
	Metariolita	U-Pb	624 ±14	Pico metamórfico	Sánchez *et al.* (2004a)
	Metariolita	U-Pb	667 ±4	Cristalización magmática	Sánchez *et al.* (2004a)
	Metabasalto	Sm-Nd isócrona	1.812 ±360	Extracción mantélica y crist. magmática	Mallmann *et al.* (2003)
	Circones detríticos	U-Pb SHRIMP	Entre 702 y 3.197	Proveniencia mixta (n=20 circones)	Sánchez *et al.* (2004b)
	Galena	Pb-Pb	1.200–1.300	Cristalización	Garau (*com. pers.*)

Figura 15 – *Datos geocronológicos de la faja metamórfica Lavalleja.*

El Bloque Punta del Este

Este se caracteriza por una asociación de rocas para y ortoderivadas de alto grado (Masquelin *et al.* 2001). Este bloque metamórfico se incluyó entre las unidades litotectónicas del Cinturón Dom Feliciano debido a que las dataciones indican una edad brasiliana para el metamorfismo (M_1) (Gross *et al.* 2005).

Las principales rocas estudiadas fueron las metapelitas y metabasitas de la *Suite Metamórfica Chafalote* (Fig. 16). Los protolitos de esa secuencia paraderivada son pelitas, grauvacas (semipelitas), areniscas, margas y calizas silicosas. Los principales litotipos son gneises pelíticos a granate y cordierita, gneises a granate y biotita, gneises calcosilicatados y gneises máficos.

La estructura planar principal de los paragneises es un bandeado compuesto (S_0 // S_1), afectado por diversos tipos de pliegues (*i.e.* pliegues isoclinales y pliegues tardíos). Generalmente, esas rocas alternan zonas de alta y baja deformación.

Las condiciones del metamorfismo regional (M_1) alcanzaron el facies granulita en todas las litologías (Masquelin *et al.* 2001; Masquelin & Morales 2002). Para las metapelitas, el campo de estabilidad de las asociaciones minerales Crd–Grt–Bt–Sil–Kfs–Pl–Qtz y Grt–Crd–Bt–Spl–Sil–Kfs–Pl apunta hacia un rango de presiones entre 2 y 5 kbar y temperaturas debajo de la

reacción de deshidratación de Bt + Qtz o Bt + Pl + Qtz (< 800–820ºC a 2–5 kbar; Spear *et al.* 1999). Las abreviaturas de minerales siguen la norma de Kretz (1983). El Opx no ocurre en metapelitas comunes pero quedó preservado en semipelitas ricas en cuarzo. En metapelitas ricas en Sil, la estabilidad de la asociación mineral de pico metamórfico (sin muscovita), Grt–Bt–Sil–Kfs–Qtz–Ilm–Rut, así como la ausencia de fracción fundida, indican temperaturas arriba de la reacción de deshidratación de Ms + Qtz = Sil + Kfs + H_2O, y debajo de la reacción Kfs + Sil + Qtz + H_2O = líquido. Esto restringe el campo de estabilidad a 0–6 kbar y 530º–900ºC.

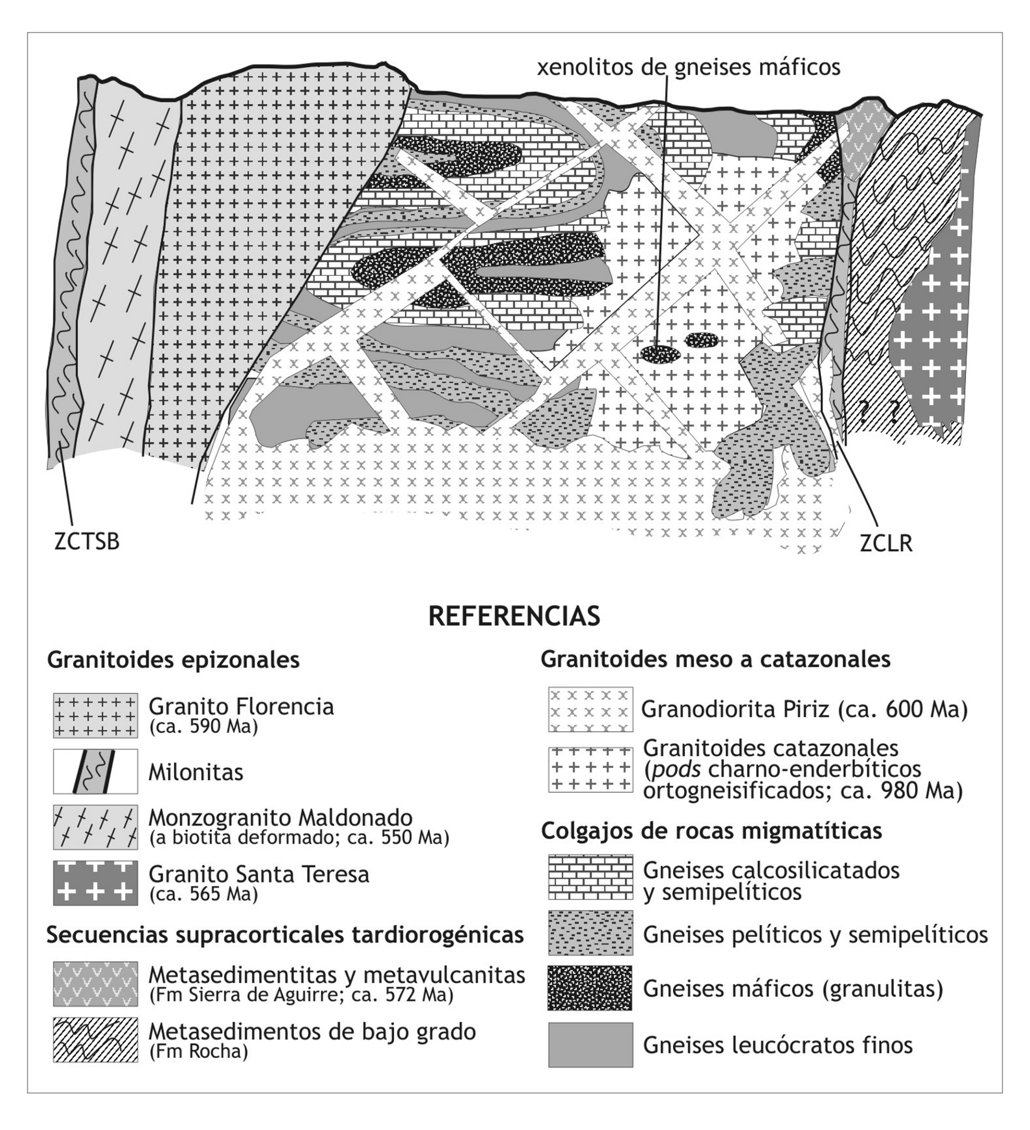


Figura 16 – *Estratigrafía conceptual del bloque Punta del Este.*

En semipelitas ricas en cuarzo, la estabilidad de la asociación mineral Grt–Opx–Bt–Pl–Qtz indica que se alcanzaron las condiciones de fusión parcial casi en ausencia de fluidos, por encima de la formación de Opx, con un rango de 875º–900ºC de temperatura, a 10 kbar (Nair & Chacko 2002).

En los gneises máficos a dos piroxenos, las asociaciones minerales Opx–Cpx–Hbl–Bt–Pl–Qtz y Opx–Grt–Cpx–Hbl–Bt–Pl–Qtz sugieren un campo de estabilidad de baja a media presión (700º–850ºC a 5–7 kbar; Green & Ringwood 1972). La asociación mineral Cpx–Hbl–Pl en anfibolitas puede ocurrir en un rango de 400º a 700ºC para 1–20 kbar (a_{H_2O}=1,0, Grt_{Grs}=0,4 y An_{Pl}=0,5; Pattison 2003). En anfibolitas a granate, la estabilidad de la asociación mineral Cpx–Grt–Pl–Qtz indica un rango de estabilidad de 400–700ºC para 3–13 kbar (a_{H_2O}=1,0, $Grs_{0,25}$ y $An_{0,35}$).

La edad $^{147}Sm/^{144}Nd$ del metamorfismo (M_1) fue establecida para el par granate–roca total (Gross *et al.* 2005). Para los gneises pelíticos migmatíticos, se obtuvieron isócronas indicando un rango de edades entre 596 ±41 y 656 ±72 Ma. Sin embargo, la mejor edad obtenida fue 600 ±24 Ma. Los granates analizados conservan el registro del pico térmico (*ca.* 800ºC) y la recristalización asociada, lo que indica altas temperaturas corticales (facies Granulita).

La secuencia paraderivada está cortada por granitoides ortogneisificados, de protolito tonalítico a granodiorítico (Masquelin 2002). La textura es granoblástica inequigranular. Los minerales esenciales son: Plagioclasa (An_{55}), microclina (ocasional), cuarzo, ortopiroxeno y biotita. Los minerales accesorios son: ilmenita, rutilo, circón, apatito, monacita y sulfuros. Los granos subidiomorfos de Opx se interpretan como provenientes de una textura ígnea. Los ortogneises a Opx–Bt se emplazaron como pequeños cuerpos ovoides de tamaño métrico a decamétrico a lo largo de zonas de cizalla discretas N160º (*pods* de "charno–enderbitas"). Esas zonas de cizalla cortan a alto ángulo el bandeado gnéisico de la secuencia paraderivada. Los mismos pueden contener xenolitos de gneises máficos a dos piroxenos y anfíbol (*i.e.* granulitas máficas).

El modelo de evolución tectónica manejado para este bloque metamórfico implica: (i) un evento orogénico principal (E_1), convergente–colisional, en regimen de transpresión, separable en tres fases de deformación (D_1, D_2 y D_3) y correlativo con el metamorfismo M_1, y (ii) un evento orogénico E_2, contraccional y transcurrente. En el último se produce un cambio cinemático, debido al escape tectónico y la compartimentación de la deformación. Este está vinculado a un metamorfismo más tenue (M_2), superpuesto a M_1 (Fig. 17).

Evento Tectónico E_1	Fase D_1	Fase D_2	Fase D_3
Superficie de referencia principal	Bandeado continuo paralelo (S_0 // S_1) S_{1-0} = 140º / 46º NE	Bandeado compuesto conspicuo (S_{2a-b}= S_0 / S_1 / S_2) con inyección de venas y zonas de alta y baja deformación; aspecto irregular, con lentes de baja deformación. S_{2a-b} = 080º / 76ºNW	Bandeado compuesto S_3 en zonas de cizalla N-S que recortan el bandeado S_{2a-b} (a: alto, b: bajo *strain*) Pliegues isoclinales y bandas de deformación. S_3 = 012º / 80ºNW
Foliación	secundaria de biotita y Opx paralelos	milonítica y de recristalización orientada	milonítica
Lineación	agregado cuarzo–feldespático y mica Lm_1 = 18º / 305º	agregado cuarzo–feldspático Lm_2 = 16º / 265º	cuarzo en bandas de deformación Lm_3 = 44º / 215º
Indicadores cinemáticos	----------	porfiroclastos δ com colas y sombras de presión asimétricas: cizalla dextral	*foliation–fish*, estructura S–C, porfiroclastos σ: cizalla sinestral
Estructuras asociadas	Pliegues isoclinales de clase 1B o 1C	Pliegues apretados a isoclinales de clase 1C	Pliegues apretados de clase 1C. Boudinage
Recristalización (cuarzo)	Dinámica (texturas granoblásticas lobadas)	Estática (sectores con texturas de recristalización dinámica	Contactos suturados por recristalización dinámica (*dislocation creep*)
Mecanismos de deformación (cuarzo)	*Dislocation creep* y *Diffusional dislocation*	Migración de borde de grano (*bulging* sobre plagioclasa)	Rotación de subgranos y difusión de dislocaciones asistida por fluidos
Condiciones de metamorfismo	Facies de granulita	Facies de anfibolita superior	Facies de esquistos verdes a anfibolita inferior

Figura 17 – *Cuadro de condiciones mecánicas y evolución tectónica.*

La Faja Granítica Orogénica

Los granitoides de la faja granítica orogénica se emplazaron en cuatro situaciones tectónicas de ambiente epizonal, dentro de:

i) la Faja Metamórfica Lavalleja y cuencas tardiorogénicas,
ii) el basamento del bloque Villa Serrana,
iii) la propia faja granítica orogénica central, situada en el Dominio Oriental, y
iv) la Cuenca Marginal Rocha.

Los granitoides orogénicos brasilianos constituyen una suite intrusiva de tendencia calcoalcalina alto a medio potasio. Los sinorogénicos desarro-

llan tramas penetrativas, mientras que los tardiorogénicos recortan a los anteriores o heredan su estructura. Desde el punto de vista geoquímico, las relaciones CaO *vs.* $Na_2O + K_2O$, así como (Ta, Nb) / (K, Rb, La) se corresponden con granitos de arco magmático maduro normal (Preciozzi *et al.* 1993; Sánchez *et al*. 2003). Pese a las relativamente bajas razones isotópicas ^{87}Sr / ^{86}Sr, una contaminación cortical es indicada por las relaciones entre Nb y Ba.

Los granitos poscolisionales, de tendencia alcalina, son encontrados en pequeños cuerpos circulares, recortando al Complejo Punta Rasa–Campanero. Estos estarían vinculados con el magmatismo del Complejo Intrusivo Sierra de Ánimas, así como con los diques de microgranito a ardversonita, emplazados paralelamente a las milonitas de la zona de cizalla Sierra Ballena, en su lado Este. Ese magmatismo alcalino se conoce en Rio Grande do Sul como “Suite Dom Feliciano” (Philipp 1998).

El emplazamiento de los plutones ocurrió de diversas formas:

i) diques forzados en diaclasas extensionales escalonadas, de decenas de kilómetros de longitud y varios kilómetros de ancho (*e.g.* Granito Rocha, Granito Florencia), en virtud de la creación de direcciones de alivio como respuesta al aumento de una tensión N–S, en una corteza relativamente más fría y rígida (Masquelin 1995b),
ii) plutones diapíricos en zonas extensionales más calientes (*e.g.* Granitos José Ignacio, Puntas del Yerbal y Guazunambí), y
iii) pequeñas segregaciones difusas de granitos a dos micas en las rocas de caja.

Estos granitoides orogénicos presentan edades comprendidas entre *ca.* 700 y 530 Ma (Fig. 18). Las mismas pueden subdividirse en: (i) magmatismo precoz de 680 Ma (Preciozzi *et al.* 1993), (ii) magmatismo sinorogénico (?) de 630 Ma (Hartmann *et al.* 2002), (iii) magmatismo tardiorogénico (600–530 Ma), (iv) diques máficos N–S y E–W (580 Ma), y (v) magmatismo alcalino pos-orogénico (520–490 Ma).

Las Secuencias Volcano–Sedimentarias

Las Secuencias Volcano–Sedimentarias neoproterozoicas del CDF han constituido uno de los temas de mayor desarrollo en el Escudo Uruguayo, así como también el mayor generador de controversias. Los trabajos recientes se ocuparon de describirlas desde un punto de vista litoestratigráfico y paleontológico, teniendo como resultado el hallazgo de abundantes microfósiles y estromatolitos, y el armado de algunos perfiles estratigráficos fragmentarios.

Unidad	Roca	Método	Edad (Ma)	Evento asociado	Autor
Suite magmática alcalina	Andesita de S^a Aguirre	U-Pb SHRIMP	571 ±8	Cristalización magmática	Bossi *et al.* (2001)
	Riolita Sierra de Ríos	Rb-Sr (RT)	575 ±14 (R_0=0,710)	Cristalización magmática	Bossi *et al.* (1993)
	Riolita Sierra de Ríos	Rb-Sr (RT)	515 ±12	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
	Sienita Sierra de Ánimas	Rb-Sr (RT)	499 ±71	Cristalización magmática	Preciozzi *et al.* (1993)
	Granito Cuchillita	K-Ar (RT)	571 ±100	Enfriamiento de cristalización	Sánchez & Linares (1999)
	Sienita Barriga Negra	Rb-Sr (RT)	565 ±59 (R_0=0,714)	Cristalización magmática	Preciozzi *et al.* (1993)
Suite granítica calco–alcalina	Monzogranito El Pintor	U-Pb	546 ±69	Cristalización magmática	Masquelin (2002)
	Granito Santa Teresa	Rb-Sr (RT)	556 ±7	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
	Granito Florencia	Rb-Sr (RT)	591 ±95 (R_0=0,7047)	Cristalización magmática	Preciozzi *et al.* (1993)
	Granito José Ignacio	Rb-Sr (RT)	601 ±20 (R_0=0,7071)	Cristalización magmática	Preciozzi *et al.* (1993)
	Granito Rocha	Rb-Sr (RT)	678 ±14	Cristalización magmática	Preciozzi *et al.* (1993)
	Granito Polanco	Rb-Sr (RT)	548 ±15 (R_0=0,708)	Cristalización magmática	Umpierre & Halpern (1971)
	Granito Pan de Azúcar	Rb-Sr (RT)	559 ±28 (R_0=0,705)	Cristalización magmática	Preciozzi *et al.* (1993)
	Granitos de Carapé	K-Ar (RT)	572 ±30	Enfriamiento de cristalización	Sánchez & Linares (1999)
	Granito Norte de Minas	Rb-Sr (RT)	574 ±34 (R_0=0,717)	Cristalización magmática	Preciozzi *et al.* (1993)
	Granodiorita Puntas de Santa Lucía	U-Pb SHRIMP	633 ±8	Cristalización magmática	Hartmann *et al.* (2002)

Figura 18 – *Datos geocronológicos de la faja granítica orogénica del Cinturón Dom Feliciano.*

Tradicionalmente, esas secuencias se agruparon por su condición de rocas supracorticales, siendo indiscriminadas por otros criterios. La principal asociación volcano–sedimentaria neoproterozoica conocida correspondió a la *Serie de Minas* (Mac Millan 1933), informalmente transformada en el *Grupo Lavalleja–Rocha* (Bossi *et al.* 1965) y luego en el *Grupo Lavalleja* (Preciozzi *et al.* 1985). Al respecto, una reseña histórica rigurosa fue presentada por Sánchez (1998).

Para comenzar a realizar una estratigrafía formal había que regirse por normativas estratigráficas y "pensar" los registros volcano–sedimentarios como verdaderas *secuencias depositacionales*.[14]

El primer avance en esa dirección consistió en separar las secuencias fuertemente deformadas e incluso metamorfizadas de las secuencias poco deformadas situadas en discordancia angular y erosiva. Se reconoció una primer discordancia entre la *Formación Las Ventanas* poco deformada y el resto de las unidades volcano–sedimentarias, muy plegadas (Midot 1984).

Esta separación fue ampliada a otras ocurrencias similares, para luego definirse a escala regional como el *Grupo Barriga Negra* (Preciozzi *et al.* 1985). Fesefeldt (1988) retomó la antigua denominación *Serie de Minas* en lugar de Grupo Lavalleja, por entenderse que esa unidad era de difícil interpretación estratigráfica pero mantuvo la definición de *Grupo Barriga Negra.*

Posteriormente, una parte de la secuencia basal plegada, en zona de menor deformación (*Serie de Minas*) y el *Grupo Barriga Negra*, en discordancia sobre la anterior, fueron reagrupados en el *Grupo Arroyo del Soldado* (Gaucher 2000). Allí se estableció una columna estratigráfica de tipo *"Layer Cake"* para un conjunto de formaciones de ambientes muy diversos, desde plataformal a continental, con casi 5.000 m de potencia. Las seis formaciones allí definidas fueron, de la base al tope: (i) Yerbal, (ii) Polanco, (iii) Barriga Negra, (iv) Cerro Espuelitas, (v) Cerro San Francisco y (vi) Cerro Victoria. La secuencia no incluyó a las rocas volcánicas por entenderse que pertenecían a una secuencia de ambiente geotectónico diferente.

En él se registraron, de la base al tope: (i) una secuencia pelítico–arenosa, gradando a (ii) rocas carbonáticas, de origen biomicrítico, ricas en estromatolitos de tipo *Conophyton* (Poiré *et al.* 2003), recubiertas por (iii) una secuencia pelítica rica en materia orgánica, cuarcitas ferríferas bandeadas (BIF) y *chert* microfosilífero. En discordancia angular y erosiva, se encontró (iv) una potente secuencia de cuarzo–arenitas maduras y areniscas arcósicas. Finalmente, se colocaron (v) calcarenitas oolíticas intercaladas con calizas micríticas y estromatolíticas.

---

14. Una *secuencia depositacional* es una unidad estratigráfica compuesta por un conjunto de estratos genéticamente relacionados y limitados en base y tope por discordancias o sus respectivas conformidades correlativas (Mitchum 1977). Se desprende que los límites discordantes se prolongan en el espacio sedimentario mediante sus respectivas conformidades correlativas (para *horizontes isócronos*).

La diversidad en el contenido fosilífero de algunas sedimentitas permitió asignarle un posicionamiento estratigráfico entre el Ediacárico y el Cámbrico inferior. Entre los microfósiles encontrados apareció *Cloudina riemkeae*, predominante en los niveles basales del grupo. Este microfósil permitió la correlación con los Grupos Corumbá y Jacadigo de Brasil, así como con el Grupo Nama de África del Sudoeste (Gaucher *et al.* 2003).

La edad máxima de depositación del *Grupo Arroyo del Soldado* fue acotada por la intrusión de la Granodiorita Puntas de Pan de Azúcar (633 ±8 Ma) sobre la cual ésta reposa, mientras que su edad mínima fue acotada por la intrusión del Granito Guazunambí (532 ±11 Ma) que la recorta.

Por otra parte, Poiré *et al.* (2003) definió el Grupo Mina Verdún, en una escala de detalle, para referirse al conjunto de formaciones aflorantes en la cantera de mismo nombre, cercana a la ciudad de Minas. De la base al techo, el grupo comprende: (i) lutitas negras de ambiente euxínico (*Formación Don Mario*), (ii) margas verdosas a negras (*Formación La Toma*), (iii) calizas grises masivas y estromatolíticas (*Formación El Calabozo*), (iv) dolomías en tonalidades grises–amarillentas a rosadas karstificadas y con techo truncado (*Formación Gibraltar*).

La discordancia reconocida por Midot (1984) en la cantera Mina Verdún fue entonces confirmada (Poiré *et al.* 2003). Allí, la secuencia superior, redefinida como *Formación Las Palmas* (Poiré *op. cit.*) se encuentra en discordancia, ya no sobre cuarcitas ferríferas bandeadas, sino directamente sobre las dolomías de la *Formación Gibraltar*. La misma consta de conglomerados polimícticos, areniscas gravillosas y pelitas rojas que sugiere un ambiente típicamente continental (aluvial). Los clastos provienen de sedimentitas deformadas, volcanitas y granitoides. La secuencia está afectada por plegamiento muy suave y está recortada por diques andesíticos de 483 ±11 Ma, datados por el método K-Ar (González *et al.* 2004). La discordancia es erosiva y angular, y evidencia no sólo una regresión marina sino también un episodio de exhumación y un cambio de ambiente tectónico.

Más allá de las denominaciones locales, el modelo alternativo aquí presentado propone vincular nuevamente esas secuencias aluviales conglomerádicas, arenosas y pelíticas a una única secuencia aluvial a transicional potente, descrita como *Formación Arroyo del Soldado* (Preciozzi *et al.* 1993) o *Formación Barriga Negra* (Gaucher 2000), retomando la vieja idea de *Grupo Barriga Negra*. La discordancia descrita podría correlacio-

narse con otras situadas en la base de los estratos rojos de la secuencia aluvial de Arroyo Perdido Chico, al Norte del Cerro Las Ventanas y en la Cañada Azucarera (Pan de Azúcar). Esta secuencia de ambiente aluvial–transicional se asemeja a muchas otras de la región (*e.g.* secuencia Itajaí, SC).

Una de las premisas del modelo alternativo aquí propuesto implica el tener presente que la deformación de una secuencia es típicamente heterogénea y diacrónica. Esto deja en abierto todas las correlaciones posibles entre secuencias menos deformadas del Oeste, en donde se reconoce la estratificación y equivalentes más deformados y metamorfizados del Este.

La secuencia siliciclástica y carbonática inferior sugiere un ambiente marino plataformal de margen cratónico (Preciozzi *et al.* 1993; Gaucher 2000). Esta última fue verticalizada y afectada por pliegues isópacos a anisópacos, aunque localmente aparece poco deformada y preservando claramente la estratificación, estructuras sedimentarias y fósiles, como también se constata en la cantera ANCAP. Alcanzó localmente metamorfismo de bajo grado (núcleo de pliegues apretados del Cerro La Plata), siendo además emergida y karstificada. El mapa geológico presentado hace incapié en la diferencia marcada por discordancias entre la secuencia continental y la secuencia marina epicontinental (Fig. 19).

La secuencia redefinida por Poiré *et al.* (2003) fue particularmente bien estudiada en los alrededores de Cerro La Plata, por ser la roca huésped de una mineralización hidrotermal de cuarzo con sulfuros, en particular molibdenita (Pena *et al.* 1986). La secuencia de lutitas rítmicas (*Formación Don Mario*) presenta más de 120 m en las perforaciones. La unidad transicional de margas verdes rítmicas (*Formación La Toma*) presenta una potencia reducida de algunos metros, y por encima se ubican calizas grises rítmicas, con finos estratos más limosos (limos ocres) que desarrollan clivaje pizarreño y gruesos estratos más calcíticos. Las mismas aparecen plegadas y presentan pliegues anisópacos (*Formación El Calabozo*).

Los procesos ocurridos al establecerse la discordancia de la *Formación Las Palmas* (*i.e. Las Ventanas*) debieron significar cambios radicales de paleogeografía, acompañando variaciones de relieve, depocentros, áreas–fuente, estabilidad tectónica y flujo térmico. Esto pudo requerir de intervalos de tiempo considerables entre la exhumación de las calizas, margas y lutitas de ambiente marino restricto y la depositación de la nueva secuencia continental.

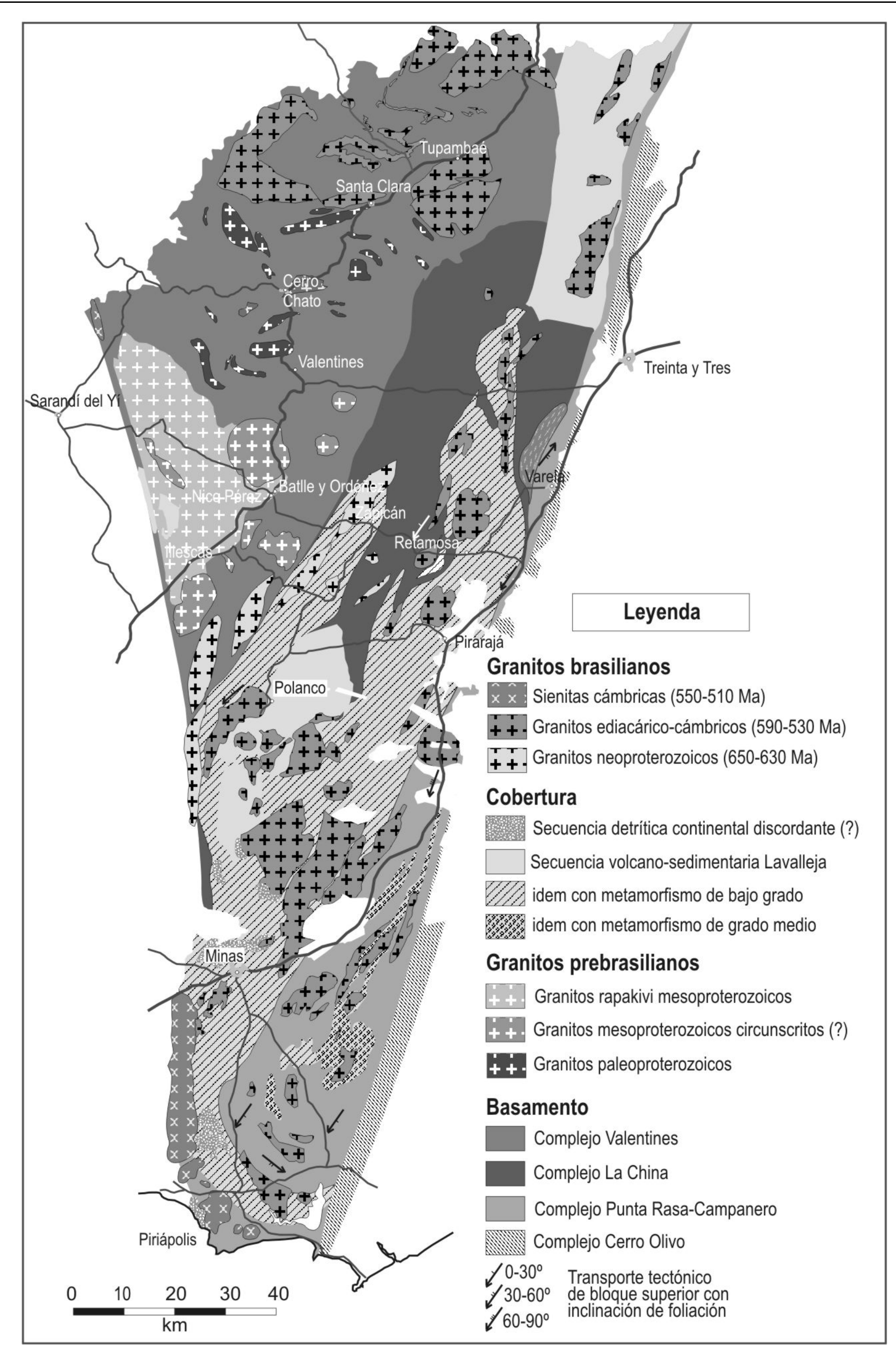


Figura 19 – *Geología de la Faja Metamórfica Lavalleja y las cuencas tardiorogénicas.*

Dicha secuencia regresiva no sólo es mucho más jóven que las tramas colisionales observadas en la faja metamórfica y el basamento mesoproterozoico (*ca.* 1,7 Ga), sino que además su depositación posdata la deformación sintranscurrente paralela al cinturón (*e.g.* milonitas de la zona de cizalla Sierra Ballena) (*ca.* 550 Ma). La secuencia de ambiente continental presenta áreas de afloramiento claramente discontinuas.

Las dificultades en la comprensión de las secuencias estratigráficas asociadas con el CDF se deben en parte a la falta de un abordaje más tectónico. Un enfoque basado en el desarrollo de cuencas sinorogénicas y aloestratigrafía puede aportar nuevas ideas al análisis. Para ello se consideraron dos sectores de afloramiento ejemplares de la secuencia marina:

i) la *región del Arroyo Barriga Negra*, y
ii) la *región de Yerbal.*

La *región de Barriga Negra* presenta una secuencia continental con discordancia posiblemente atenuada sobre la secuencia marina metamorfizada. La secuencia continental muestra deformación muy baja, que consiste en pliegues abiertos isópacos a anisópacos.

El basamento situado al Este estaría cabalgado por sobre la secuencia sedimentaria, mediante fallas inversas con vergencia hacia el Noroeste. En ese sector la secuencia yace apenas deformada, mostrando depósitos estratificados subhorizontales. Estos fueron deformados en forma más o menos intensa, dependiendo si se encontraban en *horst* o *graben,* generados por fallas normales afectando el basamento (Fig. 20).

Hacia el Este, la secuencia continental reposa en discordancia angular y erosiva sobre litologías pertenecientes al Complejo Metamórfico Lavalleja (Basei *et al.* 2000; Mallmann *et al.* 2004).

La *región de Yerbal* se presenta como una caja tectónica orientada N–S, de 10 km de ancho y 30 de largo. Se encuentra limitada por fallas que se interpretan como reactivaciones del basamento mesoproterozoico. En la misma, aflora la secuencia marina conteniendo a las calizas estromatolíticas, las lutitas rítmicas y areniscas accesorias. La misma aparece muy deformada, mostrando pliegues apretados, esquistosidad de plano axial y estructuras de interferencia “domo y cubeta”. Además está recortada por un haz de diques basálticos (Fig. 21).

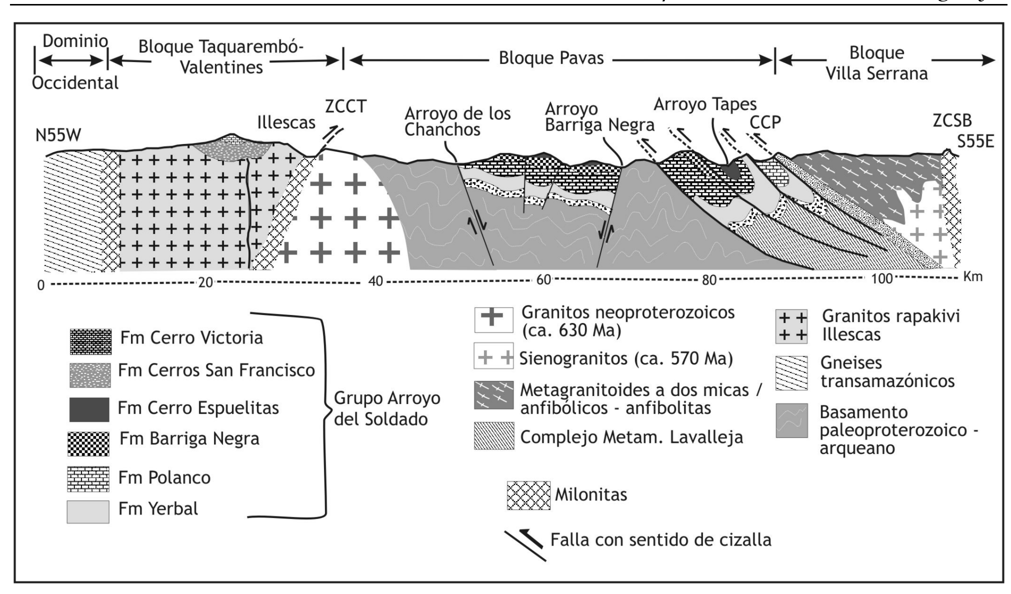


Figura 20 – *Corte esquemático del Grupo Arroyo del Soldado en la región de Barriga Negra (*cf. *Gaucher 2000).*

La secuencia siliciclástica y carbonática es análoga a la secuencia inserta en las canteras Mina Verdún y ANCAP de la región de Minas. Son las mismas calizas cementeras con iguales características sedimentológicas, geoquímicas y estructurales. La fotointerpretación sugiere que la secuencia pudo ser depositada en una plataforma epicontinental, en la que luego se desarrollaron las estructuras transtractivas, generando un *pull-apart* (Masquelin 1990). En una segunda etapa, con la inversión tectónica, la secuencia se habría plegado, ya en un contexto transpresivo. Las estructuras derivadas de compresión se habrían producido por un pinzamiento de la caja tectónica, llevando a un acortamiento N–S y generando estructuras de tipo: (i) interferencia de pliegues en domo y cubeta, (ii) rotación de domos y cubetas, y (iii) fallas de componentes inversa y en dirección, con vergencia tope para Sudeste, recortando a los pliegues. Esta asociación de estructuras correspondería a una deformación general en constricción de la cuenca, tornándose un *push-up* (Fig. 22).

Las otras formaciones consideradas pertenecientes a las Secuencias Volcano–Sedimentarias son:

i) la *Formación Playa Hermosa*,
ii) la *Formación Las Ventanas*,
iii) la *Formación San Carlos* y
iv) la *Formación Rocha* y la *Formación Sierra de Aguirre*.

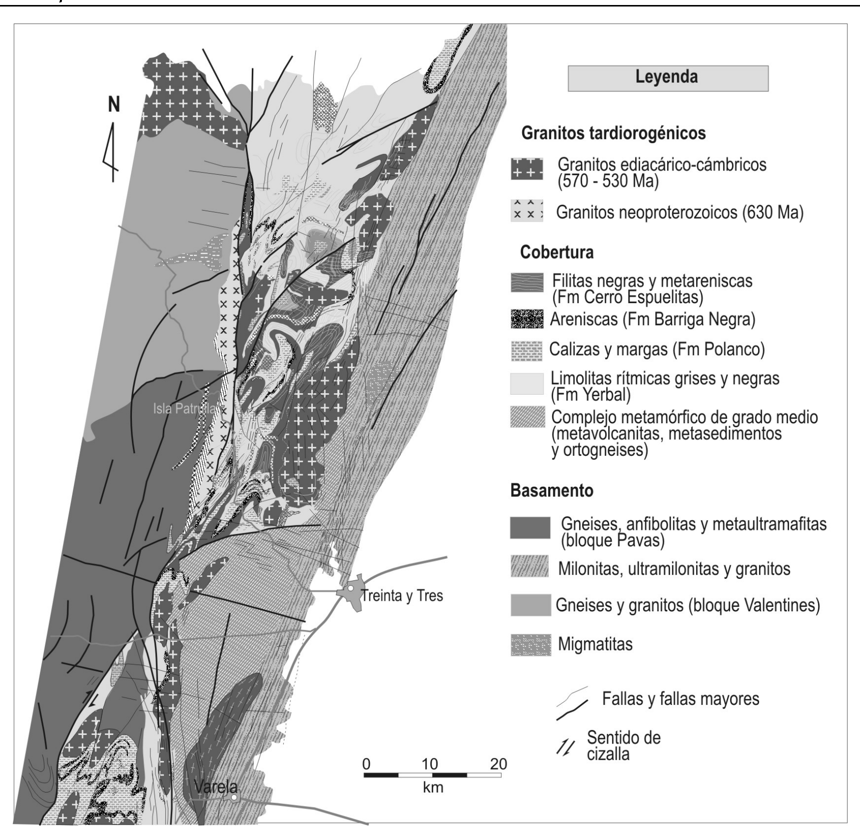


Figura 21 – *Interpretación estructural de la Cuenca de Lavalleja en la región de Yerbal.*

La *Formación Playa Hermosa* aflora al Oeste de Piriápolis. Está constituida por una secuencia siliciclástica, conteniendo conglomerados matriz–soporte, limolitas y areniscas. Los estratos conglomerádicos a psamíticos, presentan una composición de wackes arcósicos. Desde el punto de vista faciológico, conformaría una secuencia típica de ambiente fluvio–deltaico. Dicha secuencia registra clastos "fuera de tamaño", interpretados como depositados por hielos fundentes (Pazos *et al.* 2003). La hipótesis de climas fríos llevó a considerar una edad Varangeriana para estos depósitos (Peçoits *et al.* 2004). Esta unidad no contiene rocas volcánicas pero está recortada por diques de microsienita del Complejo Intrusivo Sierra de Ánimas.

La *Formación Las Ventanas* ocurre en el cerro de mismo nombre, al Norte de Pan de Azúcar. Se dispone en discordancia erosiva sobre la Formación Playa Hermosa. Presenta estratos pelíticos rojos microfosilíferos que gradan a arcosas gravillosas. Algunos estratos arcósicos con estratificación

cruzada presentan clastos de microsienitas (*e.g.* Cerro de los Burros), indicando que el Complejo Intrusivo Sierra de Ánimas ya estaba siendo erosionado. Esta unidad se interdigita con rocas volcánicas ácidas y básicas. El área fuente de algunos clastos corresponde a metasedimentos con clivaje de crenulación y principalmente rocas volcánicas. Esta unidad se correlaciona con el conglomerado de Pueblo Verdún en Minas (Formación Las Palmas).

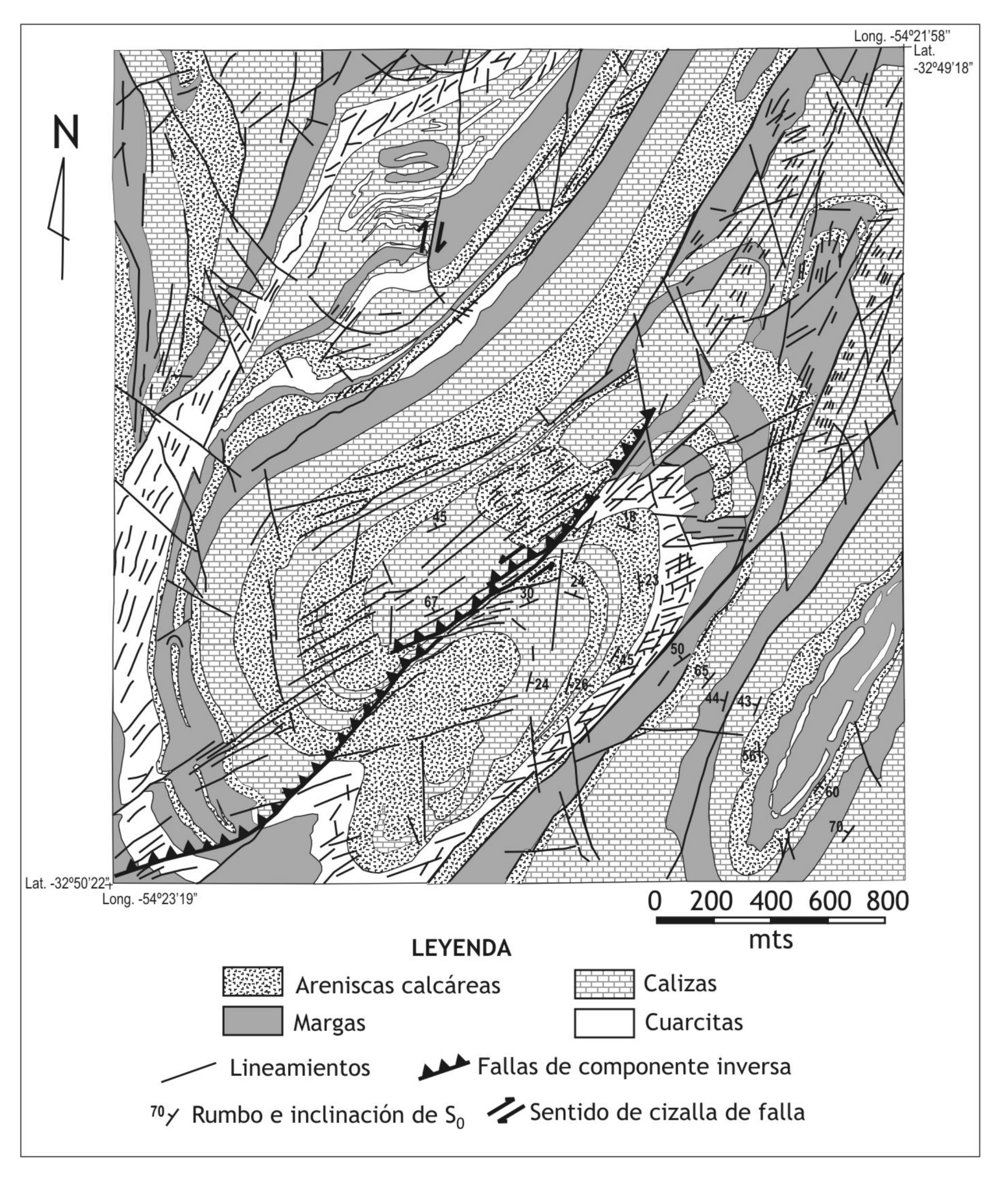


Figura 22 – *Detalle de la deformación en constricción en las sedimentitas en la región de Yerbal.*

La cobertura del bloque Punta del Este está caracterizada por una delgada secuencia siliciclástica (Formación San Carlos), observada en la Sierra de San Carlos, sobre el margen Este del Arroyo Maldonado (Masquelin & Pías 1989). Dicha secuencia contiene conglomerados matriz soporte, metarcosas y metapelitas (esquistos), depositadas sobre basamento. Los conglomerados presentan clastos de cuarcitas rosadas, riolitas, granitos, esquistos y milonitas. Los bancos psamíticos presentan estratificación cruzada y en artesa (Sánchez 1998). Esta secuencia es de ambiente continental y presenta una potencia reducida. Ocurren fajas miloníticas controladas por la zona de cizalla Gorriti. Las psamitas son recortadas por filones riolíticos, semejantes a los observados en la Formación Sierra de Aguirre (Rocha). La secuencia está pobremente estudiada. No obstante, investigaciones recientes indicarían un contenido micropaleontológico semejante al de la Formación Las Ventanas (Peçoits *et al.* 2004).

Para Sánchez *et al.* (2004b), las secuencias volcano–sedimentarias que conforman el Complejo Metamórfico Lavalleja y parte del Grupo Arroyo del Soldado fueron originadas en ambiente orogénico, como cuenca de trasarco (*back-arc basin*), evolucionando hacia una cuenca de retroarco en antepaís (*foreland basin*).

La secuencia siliciclástica de bajo grado metamórfico, aflorante al Este de la zona de cizalla Laguna Rocha fue definida como "Grupo Rocha" (Hasui *et al.* 1975) y luego bajada al rango de Formación (Sánchez & Mezzano 1993). Se trata de una secuencia marina que preserva estructuras sedimentarias, pese a la deformación. No se encontraron fósiles en ella (Gaucher 2000). La naturaleza de su basamento es incierta. Presenta una alternancia de metapelitas y metareniscas gradadas (principalmente *wackes*). No existe correlación posible con el Grupo Arroyo del Soldado, ya que no existen ni sedimentos de aguas rasas, ni calizas. Recientemente se la correlacionó con el Grupo Oranjemund de Namibia en el Cinturón Gariep, basándose en la correlación de áreas–fuente a través del estudio geocronológico de los circones detríticos (Basei *et al.* 2005).

La secuencia volcano–sedimentaria de la Formación Sierra de Aguirre se preserva en una caja tectónica reducida (Masquelin & Tabó 1990). Pese a reconocerse calizas y sedimentitas subacuáticas, la misma fue redefinida como una secuencia piroclástica: la Formación Cerros Aguirre (Campal & Gancio 1993). Esta unidad, controlada por el desplazamiento de la zona de cizalla Laguna Rocha, no escapa a la deformación regional, desarrollando pliegues con un clivaje tenue en las rocas de grano fino, indicando una dinámica transpresi-

va para explicar el acortamiento. Algunos circones de riodacitas tardías fueron datados por SHRIMP (U-Pb) en 572 ±11 Ma (Bossi *et al.* 2001).

CONSIDERACIONES FINALES

La evolución geológica del Escudo Uruguayo corresponde a un intervalo de tiempo situado entre 3.400 y 480 Ma. Hasta el momento, la investigación relacionada con la geología del Precámbrico puso un énfasis exagerado en la separación física de los registros litoestratigráficos de secuencias volcano–sedimentarias, cuando la comprensión de la evolución geológica requería de más integración del concepto de “sistemas cronogeodinámicos” en relación a esos registros. Los programas de cartografía geológica fueron detenidos en 1992 y se pudieron equivocar las prioridades de investigación, al no enfatizar la necesidad de una que estuviera más vinculada con las necesidades del sector minero. De futuro, será necesario compatibilizar mejor los intereses académicos y mineros, a efectos de avanzar en el conocimiento integral de la geología del Escudo Uruguayo y sus recursos minerales. En particular, se deberán enfatizar programas tendientes a desarrollar el conocimiento geológico básico en los registros arqueanos con mayor rigurosidad.

La diversificación de los programas de investigación debería atender a un abordaje temático equilibrado, dado que a la facilidad relativa de construcción de modelos orogénicos o de cuenca, basados en la interpretación de los registros más recientes (neoproterozoicos), se contrapone el interés económico de otras áreas más antiguas del escudo, cuya evolución geológica es casi desconocida. Las líneas de investigación que se plantean naturalmente parecen ser:

i) determinar la evolución geológica de los dominios cratónicos y su correlación con otros similares en Sud-América, África y el mundo; y
ii) determinar la evolución del Cinturón Dom Feliciano y los procesos que llevaron a la amalgama orogénica de Gondwana.

El *Cratón Río de la Plata* es uno de los dominios corticales de estabilidad tectónica relativa menos conocidos en el mundo. Los residentes en Uruguay tienen que ver en ello una ventaja para su estudio. Dicho cratón tuvo una evolución compleja que culminó con el estiramiento, rifteamiento y dispersión continental del paleocontiente paleoproterozoico que lo contenía. Los actuales dominios, con edades e historias geológicas dispares se correlacionan con provincias magmáticas y metamórficas encontradas en el Cratón Amazónico.

Su *Dominio Occidental* aparece como las raíces de un arco magmático paleoproterozoico juvenil (Bossi & Piñeyro 2004) y puede estar vinculado a otras provincias de características similares de Báltica y Amazonia.

El *Dominio Central* se parece, en muchos aspectos, a la Provincia Svekokareliana de Suecia y Finlandia y su evolución tectono–estratigráfica es correlacionable con la de la Provincia Rio Negro–Juruena, en el Cratón Amazónico. En particular, se destacan aspectos geológicos tales como el diapirismo granítico, la secuencia volcano–sedimentaria de alto grado conteniendo BIF y las edades de los granitos posorogénicos (entre 1,85 y 1,65 Ga). El alto potencial metalogénico explotable de este dominio (*i.e.* oro en zonas de cizalla) se debe en parte al desarrollo de una intensa cataclasis tardía). No obstante, se destaca una marcada diferencia entre un bloque afectado por la orogénesis Transamazónica (Taquarembó–Valentines) respecto de uno en el que las edades de 2,1 Ga son inexistentes (Pavas).

El *Dominio Oriental* tiene una historia muy diferente, indicando una aloctonía completa, respecto de los otros dos. Difiere tanto en su geología como en su impronta isotópica. La provincia metamórfica definida puede ser correlacionada con la Provincia Richtersveld de Sud-África y otros dominios de basamento prebrasiliano situados al Sudeste de Namibia. Las edades de 1,0 Ga sólo son comunes en esos dominios e inexistentes en el Cratón Río de la Plata. La herencia de edades 2,0 y 2,3 Ga, presentes en el Dominio Oriental, también ha sido registrada en la contraparte sudafricana.

El *Cinturón Dom Feliciano*, en su actual configuración geométrica, es una estructura conceptual, resultado de una sumatoria de eventos de deformación, desplazamiento y metamorfismo, relacionados con:

i) el desarrollo de cuencas marginales previas a la convergencia,
ii) la formación de un arco magmático de margen activo durante la convergencia oblicua,
iii) los procesos resultantes de la colisión continente–continente,
iv) los procesos tardiorogénicos y poscolisionales de ajuste isostático, y
v) la influencia distal del desarrollo del margen gondwánico occidental, generando la reactivación de fallas en el interior continental.

Las etapas más tardías de la evolución orogénica dejaron un registro más conspicuo de los procesos de deformación y magmatismo, tanto en el cinturón orogénico como en su antepaís inmediato. Las etapas precoces presentan registros fragmentarios y controlados por escasos datos analíticos.

El modelo de evolución del CDF aquí propuesto pone énfasis en el estudio de las estructuras de deformación impresas en los depósitos tardiorogénicos más recientes. Las demás estructuras están obliteradas por la deformación y el metamorfismo, tornando difícil la comprensión de su evolución geológica y temporalidad con los datos hasta ahora obtenidos.

Los principales problemas a resolver para el Cinturón Dom Feliciano son:

i) la temporalidad en el desarrollo de arcos magmáticos,
ii) los episodios de colisión y su registro cinemático en el orógeno resultante, y
iii) determinar la eventual existencia de ofiolitas y melanges, que permitirían conocer la polaridad de las subducciones.

Bibliografía

Almeida FFM de, Amaral G, Cordani UG & Kawashita K (1973): *The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River*, pp. 411-446 de Nairn AE & Stehli FG (eds), *The Ocean Basins and Margins*. Vol. 1, Plenum Pub.Co.

Almeida FFM de, Hasui Y & Brito Neves BB de (1976): *The Upper Precambrian of South-America*. Boletim IG / USP, 7: 45-80.

Arrighetti RW, Pena S, Rossi P & Vaz Chaves N (1981): *Reconocimiento geológico y minero de la región de Minas de Corrales, Rivera.* Instituto Geológico Terra-Arocena, 26 pp. (Informe interno). Montevideo.

Assine ML, Alvarenga CJS & Perinotto JAJ (1998): *Formação Iapó: Glaciação continental no limite Ordoviciano / Siluriano da Bacia do Paraná*. Revista Brasileira de Geociências, 28(1): 51-60.

Aubet N (2005): *Sedimentología y consideraciones estratigráficas de la Formación Piedras de Afilar, Canelones, Uruguay*. Trabajo final, Fac. Ciencias, UdelaR, inédito, 41 pp.

Auboin J (1965): *Geosynclines*. Developments in Geotectonics I, Amsterdam, Elsevier, 335 pp.

Basei MAS, Frimmel HE, Nutman AP, Preciozzi F, Jacob J (2005): *A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study*. Precambrian Research, 139, 195-221.

Basei MAS, Siga Jr O, Harara O, Preciozzi F, Sato K & Kaufuss G (2001): *Precambrian Terranes of African affinities in the Southern Part of Brazil and Uruguay*, pp. 98-101 de *South-American Symposium on Isotope Geology, 3*. Pucón (Chile), Abstracts.

Basei MAS, Siga Jr O, Masquelin H, Harara OM, Reis Neto JM & Preciozzi F (2000): *The Dom Feliciano Belt (Brazil–Uruguay) and its foreland (Rio de la Plata Craton): Framework, Tectonic Evolution and Correlations with similar terranes of Southwestern Africa*. En: Cordani U, Thomaz F & Milani E (eds), *Precambrian Evolution of South America*. Intern. Geological Congress, IUGS, Rio de Janeiro.
Beckel J (1990): *Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la cuenca de Camaquã durante el Ciclo Orogénico Brasiliano, Rio Grande del Sur (Brasil)*. Tesis PhD, Univ. de Salamanca, España, inédito, 274 pp.
Black R & Liégeois JP (1993): *Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle, the Pan-African testimony*. Jour. Geol. Society, London, 150: 89-98.
Bossi J & Campal N (1987): *Evidencias geológicas sobre la posible existencia de un Núcleo Cratónico de más de 2000 Ma en el Noroeste del Uruguay*, pp. 821-832 de *Simp. Sul-Bras. Geol., 3º*. Soc. Bras. Geol. – Núcleo Sureste, Curitiba, Actas, 2.
Bossi J & Campal N (1992): *Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay*, pp. 343-356 de Gutiérrez Marco J, Saavedra J & Rábano I (eds), *Simp. Intern. Paleoz. Inf. Latinoam., I*. Salamanca, Univ. Extremadura, Actas.
Bossi J & Gaucher C (2004): *The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An allochtonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana*. Gondwana Research, 7(3): 661-674.
Bossi J & Navarro R (1988): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 3ª edición, 2 tomos, pp. 1-966.
Bossi J (1963): *El yacimiento de hierro del Arroyo Valentines, Florida, Uruguay, Parte I: La mena ferrífera*. Bol. Informativo, Soc. Brasileira de Geologia, Núcleo Sureste, São Paulo, 12(1/2): 109-133.
Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Colección Ciencias, nº2. Publ. UdelaR. Montevideo.
Bossi J (1983): *Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en el Uruguay (Sud América)*. Zbl. für Geol. Paläont. Teil I, Stuttgart, 1(3/4): 417-429.
Bossi J, Campal N & Preciozzi F (1993): *Precámbrico del Uruguay, parte I: Terreno Piedra Alta*. DINAMIGE–UdelaR, pp. 1-58.
Bossi J, Campal N, Hartmann LA & Schipilov A (2001): *Predevoniano en el Uruguay: Terrenos y SHRIMP II*. En: *Congreso Latinoamericano de Geología, 15*. Montevideo, Actas CD, Resúmenes Ampliados, nº 94.
Bossi J, Campal N, Piñeyro D & Garat I (1990): *Contribución a la geología del haz de filones precámbricos de* "*Granito Negro*" *en el Uruguay*, pp. 89-94 de *Congr. Urug. Geol., 1*. Soc. Uruguaya de Geología, Montevideo, Actas, 1.
Bossi J, Fernández A & Elizalde G (1965): *Predevoniano en el Uruguay*. Bol. Investig. Fac. Agronomía, Montevideo, Boletín, 78: 1-84.
Bossi J, Ferrando L, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio F, Schipilov A, Piñeyro D & Sprechmann P (1998): *Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*. Fac. Agronomía, UdelaR, pp. 1-122, 1 mapa.
Bossi J, Ferrando LA & Albanell A (1967): *Basamento Cristalino del Sureste del Uruguay (Sud América)*, pp. 60-72 de *Symposium on Continental Drift – South-Atlantic Area, I*. UNESCO–IUGS, XIV General Assembly (LASCO/CD/2.10), Actas, Montevideo.
Bossi, J & Piñeyro D. (2004): *Hornblenditas porfiroblásticas: Guía litológica de plutonismo de raíz de arco en el Terreno Piedra Alta (Paleoproterozoico, Uruguay)*. Rev Soc Urug Geol, 11: 28-45.
Brito Neves BB de (1995): *Crátons e faixas móveis*. Boletim IG / USP. Série didática, Univ. de são Paulo, nº 7: pp. 1-187.
Bucher WH (1933): *The deformation of the Earth Crust*. Princeton Univ. Press, Princeton. pp. 1-518.

Campal N & Gancio F (1993): *Asociación volcanitas–piroclastitas de los Cerros Aguirre (Rocha): Una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay*, 7 pp. de *Simposio Internac. Neoproterozoico–Cámbrico de la Cuenca del Plata, I*. La Paloma, DINAMIGE–Fac. Agronomía, Actas, 2(44).

Campal N & Schipilov A (1999): *The Eastern Edge of the Rio de la Plata Craton: A history of tangential collisions*, pp. 33-48 de Sinha AK (ed), Basement Tectonics. Kluwer Acad. Pub.

Campal N (1990): *Aportes al conocimiento de la estratigrafía durante el Precambriano Medio del Uruguay, con énfasis en los Departamentos de Florida y San José*, pp. 65-70 de *Congr. Urug. Geol., 1*. SUG, Montevideo, Actas, 1.

Campal N, Gaucher C, Schipilov A & Bossi J (1995): *El Uruaçuano en el Uruguay: Evidencias geológicas, paleontológicas y radimétricas*, pp. 97-99 de *Simp. Sul-Bras. Geol., 6*. SBG, Núcleo RS, Porto Alegre, Res. Expandidos, 1.

Campal, N & Schipilov A (1995): *The Illescas bluish–quartz rapakivi granite (Uruguay – South America): Some geological features.* En: *Symposium on Rapakivi Granites and related rocks, I.* (Belém do Pará, 1995). Abstracts, p. 18.

Caorsi JH & Goñi JC (1958): *Geología Uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, Montevideo, 37: 1-41, 1 mapa.

Chemale Jr F (2000): *Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense*, pp. 1-444 de Holz M & De Ros LF (eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Edição CIGO / UFRGS.

Chemale Jr F, Gresse P, da Silva LC, Hartmann LA, Walraven F (1995): *Correlação geológica entre as unidades brasilianas e Pan-Africanas do Sul do Brasil e Africa do Sul*, pp. 13-16 de *Simp. Sul-Bras. Geol., 6*. SBGeol., nucleo RS, Porto Alegre, Res. Expandidos, 1.

Cingolani C, Bossi J, Varela R & Navarro R (1990): *Nuevos datos geológicos y geocronológicos del macizo granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay*, pp. 101-105 de *Congreso Uruguayo de Geología, 1*. Montevideo. Resúmenes ampliados, 1.

Cingolani C, Bossi J, Varela R, Maldonado S, Piñeyro D & Schipilov A (2001): *Piedra Alta Terrane of Uruguay: Rb-Sr geochronological data of two new Palaeoproterozoic (Transamazonian) granitoids*, pp. 109-112 de *South Amer. Symp. Isotope Geol., 3*. Pucón (2003), Actas.

Coney PJ (1973): *Non-collision tectogenesis in Western North-America*, pp. 713-727 de Tarling DH & Runcorn SH (eds), *Implications of continental drift to the Earth Sciences*. New York, Academic Press.

Coney PJ, Jones DL & Monger JW (1980): *Cordilleran suspect terranes*. Nature, 288: 329-332.

Cordani UG & Soliani Jr E (1990): *Idades K-Ar e Rb-Sr das Ilhas Cristalinas de Rivera e Aceguá (Uruguay e Rio Grande do Sul) e seu enquadramento do contexto geotectônico regional*. Anais Acad. Bras. Ciências, Rio de Janeiro, 62(2): 145-156.

Cordani UG, Brito Neves BB, Fuck RA, Thomas Filho A & Cunha FMB (1984): *Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectónicos das bacias sedimentares brasileiras*. PETROBRAS, CENPES–DIVEX, 15: 1-70.

Coronel N, Oyhantçabal P & Spoturno J (1982): *Consideraciones estructurales de la Formación Piedras de Afilar en su área tipo, en los alrededores de la Estación Piedras de Afilar, Depto. de Canelones, Uruguay*, pp. 48-60 de *Congreso Latinoamericano de Geología, 5*. Buenos Aires, Asoc. Geol. Argentina, Actas, 1.

Dalla Salda LH (1999): *Cratón del Río de la Plata: 1. Basamento granítico–metamórfico de Tandilia y Martín García*, pp. 97-106 de *Geología Argentina. Inst. Geol. Rec. Min.* CIG–UnLP. Anales, 29(4).

Dana JD (1866): *Observations on the origin of some of the Earth's features*. American Journal of Science, v. 42, 125: 205-253.

De Paola N, Holdsworth RE, McCaffrey KJW & Barchi MR (2005): *Partitioned transtension: an alternative to basin inversion models*. Journal of Structural Geology, 27: 607-626.

Dewey JF & Bird JM (1970): *Mountain Belts and The New Global Tectonics*. J. Geophys. Res., 75(14): 2625-2647.

Dewey JF (1975): *Finite plate evolution: Some implications for the evolution of rock masses on plate margins*. American Journal of Science, A275: 268-284.

Dürr SB & Dingeldey DP (1996): *The Kaoko belt (Namibia): Part of a late Neoproterozoic continental–scale strike–slip system*. Geology, 24: 503-506.

Ellis J (1998): *The Precambrian supracrustal rocks of the "Isla Cristalina de Rivera" in Northern Uruguay and their ore deposits*. Heidelberg Geowissen – Schaftliche Abh., Band 90, pp. 1-196.

Fernandes LAD & Koester E (1999): *The Neoproterozoic Dorsal de Canguçú strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of Southern Brazil*. Journal of African Earth Sciences, 29(1): 3-24.

Fernandes LAD & Menegat R (2003): *Bacias pós-orogênicas do Escudo Sul-Riograndense: Contexto tectônico e arcabouço estratigráfico*, pp. 123-130 de Hartmann LA (ed), *Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul (Escudo e Bacias), 1*. Porto Alegre.

Fernandes LAD, Menegat R, Costa AFU, Koester E, Porcher CC, Tommasi A, Kraemer G, Ramgrab GE, Camozzato E (1995b): *Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-grandense. Parte II: Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas*. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo 25(4): 375-384.

Fernandes LAD, Tommasi A & Porcher C (1992): *Deformation patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal*. Journal of South American Earth Sciences, 5(1): 77-96.

Fernández A & Preciozzi F (1974): *La Formación Arroyo Grande y las Intrusiones Asociadas*, pp. 213-226 de *Congresso Brasileiro de Geologia, 28*. Soc. Bras. Geol., Núcleo RGS, Porto Alegre, Anais 1.

Ferrando LA & Fernández A (1971): *Esquema tectónico–cronoestratigráfico del Predevoniano en Uruguay*, pp. 199-210 de *Congr. Bras. Geol., 25*. Soc. Bras. Geol., Núcleo RGS, Florianópolis, Anais 1.

Ferrando LA (1996): *Cinturón Arroyo Grande*, pp. 10-17 de Bossi *et al.* (eds.), *Terreno Piedra Alta (Correlación Piedra Alta–Tandilia).* Fac. Agronomía, Montevideo, Informe inédito.

Fesefeldt K (1988): *Asesoramiento Geológico y yacimentológico a la Dirección Nacional de Minería y Geología.* Misión Geofísica Alemana – Bund. für Geowiss und Rohstoffe, Proy. nº 84.2024.2, 102: pp. 1-186. Hannover.

Fontana RL (1990): *Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte Sul da Plataforma de Florianópolis*, pp. 377-400 de Raja Cabiglia GP & Milani EJ (eds), *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRÁS, Rio de Janeiro.

Fragoso Cesar ARS (1980): *O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio–Sul-Riograndense*, pp. 2879-2892 de *Congresso Brasileiro de Geologia, 31*. Camboriú, SBGeol., Anais, 5.

Fragoso César ARS, Figueiredo MCH, Soliani Jr E & Faccini UF (1986): *O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior / Eopaleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul*, pp. 1322-1343 de *Congresso Brasileiro de Geologia, 34*. SBGeol., Goiânia, Anais, 3.

Fragoso César ARS, Machado R & Gómez Rifas C (1987): *Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul*, pp. 791-809 de *Simp. Sul-Bras. Geol., 3.* SBGeol., Sureste, Curitiba, Atas, 2.

Fragoso César ARS, Machado R, Philipp RP, Mello FM, Endo I, Nummer AR, Preciozzi FP, Fambrini GL & Sayeg HS (1998): *Terrenos suspeitos a Sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-Americana)*, pp.1-6 de *Congreso Uruguayo de Geología, 2*. Punta del Este, Soc. Urug. Geol., Actas.

Fragoso César ARS, Wernick E & Soliani Jr E (1982): *Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – Uma contribuição através da aplicacação do modelo de Tectônica de Placas*, pp. 13-23 de *Congr. Brasileiro de Geologia, 32*. Salvador, SBGeol., Anais, 1.

Frimmel HE & Frank W (1998): *Neoproterozoic tectono–thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia/South Africa*. Precambrian Research, 90, 1-28.

Fulfaro VJ, Saad AR, Santos MV & Viana RB (1982): *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná*. Rev. Bras. Geociências, São paulo, 12(4): 590-610.

Gary M, Bates RL & Jackson JA (eds) (1972): *Glossary of geology*. American Geological Institute, Washington DC, 805 + 52 pp.

Gaucher C (2000): *Sedimentology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Uruguay)*. Beringeria, 26: 1-122.

Gaucher C, Chiglino L & Peçoits E (2004): *Southernmost Exposures of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay): Paleogeographic Implications for the Amalgamation of W-Gondwana*. Gondwana Research, 7: 701-713.

Gaucher, C, Boggiani, PC, Sprechmann, Sial, AN & Fairchild, T (2003): *Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): paleogeographic, paleoclimatic and paleobiologic implications*. Precambrian Research, 120: 241-278.

Gaucher C, Sprechmann P. & Schipilov A. (1996): *Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations*. Neue Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 199: 339-367.

Gómez Rifas C & Masquelin H (1996): *Structural geology of the Valentines Region, Central Uruguay*. En: *Geowissenschaftliches Lateinamerika–Kolloquium, 15*. Terra Nostra (LAK, 15), Hamburg, Resúmenes, 8/96.

Gómez Rifas C (1995): *A Zona de Cisalhamento sinistral de Sierra Ballena no Uruguai*. Tese de doutorado, IG–USP, São Paulo, pp. 1-243, 5 mapas.

González PD, Poiré DG, Canalicchio JM & García Repetto F (2004): *Geología y marco tectono–magmático de un enjambre longitudinal de diques del Terreno Nico Pérez (Minas, Uruguay)*. Nº 12 del *Congreso Uruguayo de Geología, IV*. Soc. Urug. Geol., Actas, CD.

Goscombe B, Hand M & Gray D (2003b): *Structure of the Kaoko Belt, Namibia: progressive evolution of a classic transpressional orogen*. Journal of Structural Geology, 25:1049-1081.

Goscombe B, Hand M, Gray D & Mawby J (2003a): *The Metamorphic Architecture of a Transpressional Orogen: the Kaoko Belt, Namibia*. Journal of Petrology, 44: 679-711.

Green DH & Ringwood AE (1972): *A comparison of recent experimental data on the gabbro–garnet granulite–eclogite transition*. Journal of Geology, 80: 277-288.

Gresse PG, Chemale Jr F, da Silva LC, Walraven F & Hartmann LA (1996): *Late- to post-orogenic basins of the Pan-African–Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil*. Basin Research, 8: 157-171.

Gross AOMS, Porcher CC, Fernandes LAD, Masquelin E & Koester E (2005): *Thermobarometry and Sm-Nd ages of the High-Temperature Metamorphism of the Chafalote Metamorphic Suite (Uruguay): Implications for the collision between Rio de la Plata and Kalahari Cratons during the Neoproterozoic*. Jour. South Amer. Earth Sci., en prensa.

Grunow AM (1999): *Gondwana events and palaeogeography: A palaeomagnetic review*. Journal of African Earth Sciences, 28(1): 53-69.

Guillemain C (1911): *Zür Geologie Uruguays*. Zeitschr. Deutsch Geol. Ges., Berlin, Bd.63, nº4, pp. 203-220.

Hallinan SE, Mantovani MSM, Shukowski W & Braggion Jr I (1993): *Estrutura do Escudo Sul-Brasileiro: Uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos*. Revista Brasileira de Geociências, 23(3): 201-214.

Harpum J (1960): *The concept of geological cycle and its applications to problems of Precambrian Geology*, pp. 201-206 de *International Geological Congress, 21*. Copenhague, Proceedings, 9.

Harrington HJ (1975): *South America*, pp. 456-465 de Fairbridge RW (ed), *The Encyclopedia of World Regional Geology, part 1.* Dowden, Hutchinson, Ross, Pennsylvania.

Hart SR (1966): *Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning Continental Drift*. Geol. Society of America, Ann. Meeting, 86.

Hartmann LA, Santos JOS, Bossi J, Campal N, Schipilov A & McNaughton NJ (2002): *Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay*. Journal of South American Earth Sciences, 15(2): 229-236.

Hartmann LA, Campal J, Santos JOS, McNaughton NJ, Bossi J, Schipilov A & Lafon JM (2001): *Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay – SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology*. Journal of South American Earth Sciences, 14: 557-570.

Hartmann LA, Leite JAD, da Silva LC, Remus MVD, McNaughton NJ, Groves DI, Fletcher IR, Santos JOS & Vasconcellos MAZ (2000b): *Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil*. Australian Journal of Earth Sciences, 47(5): 829-844.

Hartmann LA, Piñeyro D, Bossi J, Leite JAD & McNaughton NJ (2000a): *Zircon U-Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata Craton, Uruguay*. Journal of South American Earth Sciences, 13: 105-113.

Hartmann LA, Leite JAD, McNaughton NJ, Santos JOS (1999): *Deepest exposed crust of Brazil: SHRIMP establishes three events*. Geology, 27(10): 947-950.

Hartmann LA, Chemale Jr F & da Silva LC (1994): *Mantle Plume Tectonics in the Braziliano Cycle of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil*, p. 623 de *Congresso Brasileiro de Geologia, 38*. Camboriú, Soc. Bras. Geol., Bol. Res. Expandidos, 1.

Hartnady C, Joubert P & Stowe C (1985): *Proterozoic Crustal Evolution in Southwestern Africa*. Episodes, 8(4): 236-244.

Hasui Y, Carneiro CDR & Coimbra AM (1975): *The Ribeira Folded Belt*. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 5(4): 257-266.

Hatcher RD Jr & Hooper RJ (1992): *Evolution of crystalline sheets in the internal parts of mountain chains*, de McClay, KR (ed), *Thrust Tectonics:* London, Chapman & Hall, pp. 217-233.

Hurley PM (1972): *Can the subduction process of mountain building be extended to Pan-African and similar orogenic belts?* Earth Planet. Sci. Letters, 15: 305-314.

Ingersoll RV & Busby CJ (1995): *Introduction*, pp. 1-51 de Busby CJ & Ingersoll RV (eds), *Tectonics of Sedimentary Basins.* Blackwell Science, Boston.

Introcaso A & Huerta E (1982): *Interpretación del exceso de gravedad en Uruguay*, pp. 87-104 de *Congr. Latinoam. Geol., 5*. Buenos Aires, AGA, Actas, 4.

Jones DL, Howell PG, Coney PJ & Monger JW (1983): *Recognition, character and analysis of tectono–stratigraphic terranes in western North America*. Journal of Geological Education, 31: 295-303.

Jones DL, Silbering NJ & Nelson WH (1972): *Southeastern Alaska: A displaced continental fragment?*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 800-B / B-211–B-217.

Jones DL, Silberling NJ & Hillhouse J (1977): *Wrangellia – a displaced terrane in north-western North America*. Canadian Journal of Earth Sciences, 14: 2565-2577.

Jones GH (1956): *Memoria explicativa y Mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones*. Bol. Instituto Geológico del Uruguay, Montevideo, 34: 1-107, 1 mapa.

Kant I (1987): *Crítica da razão pura* [trad. alemán: *Kritik der reinen Vernunft*, 1787, en 1956, por Rohden V & Moosburger UB]. São Paulo, Nova Cultural, 3ª edición, pp. 1-172.

Kearey P & Vine FJ (1990): *Global Tectonics*. Oxford, Blackwell Scientific Pubs., pp. 1-302.

Kennedy WQ (1964): *The structural differentiation of Africa in the Pan-African (±500 Ma) tectonic episode*. Ann. Rept. Inst. African Geology, Leeds Univ., Leeds, 8: 48-49.

Kober L (1921): *Der Bau der Erde*. Zweite Neubearbeitete und Vermehre Auflage. Gebr. Borntraeger, Berlin, pp. 1-500.

Koester E, Soliani Jr E, Leite JAD, Hartmann LA, Fernandes LAD, Mcnaughton NJ, Santos JOS, Oliveira LD (2001): *SHRIMP U-Pb age for the emplacement of Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, Southern Brazil*. Jour. South Amer. Earth Sci., 14: 91-99.

Kretz R (1983): *Symbols for rock–forming minerals*. American Mineralogist, 68: 277-279.

Kröner A (1991): *Tectonic evolution in the Archaean and Proterozoic*. Tectonophysics, 187: 393-410.

Loczy L de (1966): *Evolução paleogeográfica e geotectônica da bacia gonduanica do Paraná e do seu embasamento*. Bol. Div. Geol. Miner., Rio de Janeiro, 234, 71 pp., 2 maps.

Longoria JF (1993): *La terreno–estratigrafía: Un ensayo de metodología para el análisis de Terrenos con un ejemplo en México*. Asoc. Mexic. Geol. Petrol., Boletín, 67: 31-47.

Machado R & Fragoso César ARS (1987): Deformações brasilianas do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. En: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia* (3:, Curitiba, nov 1987). Atas, 2: 811-819.

Mac Millan JG (1933): *Terrenos Precámbricos del Uruguay (Carta geológica escala 1/50.000)*. Bol. Instituto Geológico y de Perforaciones, 18: 1-61, 1 mapa.

Maldonado S, Piñeyro D & Bossi J (2003): *Terreno Piedra Alta – Aporte a la estratigrafía del Basamento Cristalino del Uruguay*. Rev. Soc. Urug. Geol., Pub. Esp. (cd), 1: 18-37.

Mallmann G, Chemale Jr F & Morales LFG (2004): *Evolução estrutural da porção Sul do Terreno Nico Pérez, Uruguai: Registro da convergência entre as placas Rio de La Plata e Kalahari no final do Neoproterozóico*. Rev. Brasileira de Geociências, 34(2): 201-212.

Mallmann G, Chemale Jr F, Armstrong R & Kawashita K (2003): *Sm-Nd and U-Pb SHRIMP zircon studies of the Nico Pérez Terrane, reworked Rio de la Plata Craton, Uruguay*, pp. 207-210 de *South Amer. Symp. Isotope Geology, 2*. Pucón, Short papers.

Masquelin H & Gómez Rifas C (1998): *Neoproterozoic to Early Palaeozoic Belt in Uruguay and Rio Grande do Sul: A contribution*. Zbl. Geol. Paläont., Teil I, Stuttgart, H.3-6: 681-699.

Masquelin H & Pías J (1989): *Memoria de la Carta geológica del Uruguay a escala 1:100.000: Hoja San Carlos–Punta del Este*. Fac. Agron.–DINAMIGE–Fac Ciencias. Montevideo, pp. 1-12, 1 mapa.

Masquelin H & Sánchez-Bettucci L (1993): *Propuesta de evolución tectono–sedimentaria para la cuenca de Piriápolis, Uruguay*. Rev. Bras. Geociências, 23(3): 313-322.

Masquelin H & Tabó F (1990): *Memoria explicativa de la Hoja Chafalote, Carta Geológica del Uruguay, escala 1/100.000*. DINAMIGE–UdelaR, Montevideo, 12 pp., 8 fig., 1 mapa.

Masquelin H (1990): *Análisis estructural de las Zonas de Cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay*. Acta Geologica Leopoldensia, 30: 139-158.
Masquelin H (1993): *Petrografia e feições estruturais dos granulitos da Ilha Cristalina de Rivera, Uruguai*, pp. 41-42 de *Simp. Sul-Bras. Geol., 5*. Curitiba, Bol. Resumos.
Masquelin H (1995a): *Efectos de la recristalización estática en la petrotrama de ejes c de cuarzo en gneises granulíticos alcalifeldespáticos, Isla Cristalina de Rivera, Uruguay*, pp. 143-144 de *Simp. Nac. Estudos Tectónicos (SNET), 5*. Gramado, Soc. Bras. Geol., Resumos, 1: 143.
Masquelin H (1995b): *El Granito de Rocha: Ejemplo de un granito transtensional emplazado en una zona de cizalla dextral*, pp. 199-200 de *Simp. Nac. Estudos Tectônicos (SNET), 5*. Gramado, SBG, Resumos, 1: 199.
Masquelin H (2002): *Evolução estrutural e metamórfica do Complexo Gnáissico Cerro Olivo, Sudeste do Uruguay*. Tese de Doutorado, Curso de Pósgraduação em Geologia, UFRGS, 2 tomos, t.1: 227 pp., t.2: 117 pp., 1 mapa (inédito).
Masquelin H, Gutiérrez L & Sienra M (2004): *Análisis estructural y cinemático de la Formación Montevideo*. En: *Congr. Urug. Geol., 4*. Montevideo, Soc. Urug. Geol. (CD).
Masquelin H, Silva AOM, Porcher CC, Fernandes LAD & Morales E (2001): *Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, basamento prebrasiliano, Sudeste de Uruguay*. En: *Congr. Latinoam. Geol., 11*. Actas (CD), nº 191.
Matsuda T & Uyeda S (1971): *On the Pacific-type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas*. Tectonophysics, 11: 5-27.
Mercier J & Vergely P (1992): *Tectonique.* Dunod, Paris, pp. 1-214.
Midot D (1984): *Étude géologique et diagnostique metallogénique pour l'exploration du secteur de Minas, Uruguay*. Thèse Doctorat 3è Cycle, Univ. Paris VI, 1 vol.: 84/24, pp. 1-175, 3 mapas.
Mitchum, RM (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part II: Glossary of terms used in Seismic Stratigraphy. In: (CE Payton, Ed.) : *Seismic Stratigraphy. AAPG Memoir,* 26: 205-212.
Nair R & Chacko T (2002): *Fluid-absent melting of high-grade semipelites: P-T constraints on orthopyroxene formation and implications for granulite genesis*. Journal of Petrology, 43: 2121-2142.
Nardi LVS & Hartmann LA (1979): *O Complexo Granulítico Santa María Chico no Escudo Sul-Riograndense*. Acta Geologica Leopoldensia, São Leopoldo, 6: 45-75.
Nielsen TH & Sylvester AG (1995): *Strike-slip basins*, Cap. 12, pp. 425-457 de Busby & Ingersoll (eds.), *Tectonics of sedimentary basins*.
Oliveira JMMT & Fernandes LAD (1991): *Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres*, pp. 58-59 de *Simp. Mac. Estudos Tectônicos, 3.* Rio Claro, Bol. Resumos.
Oyhantçabal P & Vaz Chaves P (1990): *Una asociación de cuarcitas y rocas máficas y ultramáficas en los alrededores de Isla Patrulla, Treinta y Tres, Uruguay*, pp. 137-144 de Congr. Urug. Geol., I. Montevideo, Soc. Urug. Geol., Actas, 1.
Oyhantçabal P, Medina E & Spoturno J (1990): *Geología y petrología del stock de gabro del Arroyo Mahoma. En: Congreso Uruguayo de Geología, I. Montevideo (Abril 1990)*. Soc. Urug. Geol., Actas, 1: 115-121.
Oyhantçabal P, Spoturno J, Aubet N, Cazaux S & Huelmo S (2003): *Proterozoico del Sureste del Uruguay: Nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado*. Rev. Soc. Urug. Geol., Publ. Especial (CD), 1: 38-48.

Oyhantçabal P, Spoturno J, Goso E, Heimann A & Bergalli L (2001): *Asociaciones litológicas en las supracrustales del Grupo Lavalleja y sus intrusiones asociadas en la Hoja Fuente del Puma (Sur de Minas, Uruguay)*. En: *Congr. Latinoam. Geol., 11*. Montevideo, SUG, 246, Actas (CD).

Paim PSG, Chemale Jr F, Lopes RC (2000): *A Bacia do Camaquã*, pp. 231-274 de Holz M & De Ros LF (eds): *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, UFRGS.

Park RG & Jaroszewski W (1994): *Craton tectonics, stress and seismicity*, pp. 200-222 de Hancock PL (ed), *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press.

Passchier CW & Trouw AJ (1996): *Microtectonics*. Springer-Verlag, pp. 1-289.

Pattison DRM (2003): *Petrogenetic significance of orthopyroxene-free Grt + Cpx + Pl + Qtz bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies*. Journal of Metamorphic Geology, 21:21-34.

Pazos S, Sánchez L & Tófalo R (2003): *The record of the Varanger glaciation at the Rio de la Plata Craton, Vendian–Cambrian of Uruguay.* Gondwana Research, 6(1): 65-78.

Peçoits E, Aubet N, Oyhantçabal P & Sánchez L (2004): *Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias neoproterozoicas del Uruguay.* Rev Soc Urug Geol, 11: 18-27.

Pena S, Masquelin, H, Pías J, Oyhantçabal P & Tabó F (1986): *Estudio geológico preliminar de la Anomalía Geoquímica 282-11*. DINAMIGE–MIEM, pp. 1-109, 3 mapas. Informe interno.

Philipp RP (1998): *As suítes graníticas e a evolução tectônica do Batólito Pelotas, RS*. Tese de Doutorado, IG–USP, São Paulo, pp. 1-371, 1 mapa.

Piper JDA (2000): *The Neoproterozoic Supercontinent: Rodinia or Palaeopangea?*. Earth Planet. Sci. Letters, 176: 131-146.

Poiré DG, González PD, Canalicchio JM & Repeto FG (2003): *Litoestratigrafía y estromatolitos de la sucesión sedimentaria precámbrica de la Cantera Mina Verdún, Minas, Uruguay*. En: *Taller sobre Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay, II.* Montevideo (Dic. 2003). Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, Pub. Especial, 1: 108-123.

Porada H (1979): *The Damara–Ribeira Orogen of the Pan-African–Brasiliano Cycle in Namibia (SW Africa) and Brazil as interpreted in terms of Continental Collision*. Tectonophysics, 57: 237-265.

Powell CMcA, Jones DL, Pisarevsky S & Wingate MTD (2001): *Palaeomagmatic constraints on the position of the Kalahari craton in Rodinia*. Precambrian Research, 110: 33-46.

Preciozzi F & Bourne N (1992): *Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala Plutons, Southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications*. Journal of South American Earth Sciences, 6(2): 169-181.

Preciozzi F & Fay A (1990): *Carta Geológica del Uruguay escala 1:100.000: Memoria explicativa del fotoplano Isla Patrulla (E-19)*. DINAMIGE–UdelaR. Memoria, pp. 1-15, mapa.

Preciozzi F & Pena S (1990): *Carta Geológica del Uruguay, escala 1:100.000, Hoja Fuente del Puma (G-27).* DINAMIGE–UdelaR. Memoria, pp. 1-17, mapa.

Preciozzi F, Basei MAS & Masquelin H (1999b): *New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Rio de la Plata Craton)*, pp. 341-344 de *South Amer. Symp. Isotope Geology, 2*. Córdoba, Abstracts.

Preciozzi F, Basei MAS, Peel E, Sánchez L, Cordani U & Oyhantçabal P (2003): *Punta del Este Terrane: Mesoproterozoic Basement and Neoproterozoic cover*, pp. 1-789 de *South-American Symposium on Isotope Geology, 4*. Salvador, Short Papers.

Preciozzi F, Masquelin H & Basei MAS (1999a): *The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay*, pp. 345-349 de *South Amer. Symp. Isotope Geology, 2*. Córdoba, Abstracts.

Preciozzi F, Masquelin H & Sánchez L (1993): *Geología de la porción Sur del Cinturón Cuchilla Dionisio*, pp. 3-39 de *Simp. Internac. Neoproterozoico–Cámbrico de la Cuenca del Plata, 1*. La Paloma. DINAMIGE–UdelaR, Fac. Agronomía, Guía de excursión,.

Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000*. DINAMIGE–M.I.E.M. Montevideo, 90 pp., 2 figs., 1 mapa.

Rossini CA & Legrand JM (2003): *Eventos tecto–metamórficos del Grupo Carapé: Un modelo para su evolución Neoproterozoica*, pp. 49-67 de *Taller sobre la Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay, 2*. Montevideo (2002). Rev. Soc. Urug. Geol., Pub. Esp. nº 1.

Sánchez L & Linares E (1999): *New geochronological data of Carapé Complex Granitoids, Uruguay*. En: *South American Symp. Isotope Geology, 2*. Carlos Paz, Abstracts.

Sánchez L & Mezzano A (1993): *Análisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (ex- grupo Rocha).* Revista Brasileira de Geociências, 23(3): 323-329.

Sánchez L (1998): *Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas–Piriápolis, República Oriental del Uruguay*. Tesis Doctoral, FCEN–Univ. Buenos Aires, 234 pp.

Sánchez L, Oyhantçabal P, Loureiro J, Ramos VA, Preciozzi F & Basei MAS (2004a): *Mineralizations of the Lavalleja Group (Uruguay): A probable Neoproterozoic Volcano–Sedimentary Sequence*. Gondwana Research, 7(3): 745-751.

Sánchez L, Oyhantçabal P, Page S & Ramos VA (2003): *Petrography and geochemistry of the Carapé Complex (Southeastern Uruguay).* Gondwana Research, 6(1): 89-105.

Sánchez L, Oyhantçabal P, Peçoits E, Aubet N, Peel E, Preciozzi F & Basei MAS (2004b): *Estratigrafía de las sucesiones supracorticales del Cinturón Dom Feliciano (Proterozoico – Uruguay)*. En: *Congreso Latinoamericano de Geología*. Quito, Ecuador.

Santos JOS, Hartmann LA, Bossi J., Campal N, Schipilov A, Piñeyro D. & McNaughton NJ (2002): *Duration of the Transamazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay*. Intern. Geol. Review, 45: 27-48.

Schermer ER, Howell DC & Jones DL (1984): *The origin of allochtonous terranes: Perspective on the growth and shaping of Continents*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 12: 107-131.

Şengör AMC (1990): *Lithotectonic Terranes and the Plate Tectonic Theory of Orogeny: A critique of the principles of Terrane Analysis*, pp. 9-46 de Wiley TJ, Howell DG & Wong FL (eds), *Terrane Analysis of China and the Pacific rim.* Houston Texas, Circum–Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences series, 13.

Şengör AMC (1991): *Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Tethyan perspective*. Tectonophysics, 187: 315-344.

Şengör AMC (1999): *Continental interiors and cratons: any relation?*. Tectonophysics, 305: 1-42.

Şengör AMC & Dewey JF (1990): *Terranology: vice or virtue?*. Philos. Trans. Roy. Soc. London, A331: 1-21.

Servicio Geográfico Militar (1973): *Carta gravimétrica provisoria, escala 1:100.000*. Conv. ANCAP–SGM, memoria, 1 mapa. Montevideo.

Shackleton RM & Ries, A. C. (1984): *The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions*. Journal of Structural Geology 6, 111-117.

Silva LC da, Hartmann LA, Mc Naughton NJ & Fletcher IR (2000): *Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Palaeoproterozoic granitic–gneissic terranes, southern Brazil*. American Mineralogist, 85: 649-667.

Silva LC da, McNaughton NJ, Hartmann LA & Fletcher IR (1997): *U-Pb SHRIMP geocronology in the Camboriú Complex and other gneiss from basement of Neoproterozoic (Brasiliano) Southern Brazilian Granitic Province, Brasil*, pp. 278-279 de *Intern. Symp. Granites & Assoc. Miner., 2*. SBGeol., Salvador, Res. Exp.

Soares PC & Rostirolla SP (1997): *Tectônica de escape tardi–colisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano*, pp. 65-69 de *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 7*. Brasília, Actas.

Soares PC, Fiori AP, Carmignani L & Rostirolla SP (2000): *A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano Belts*. Revista Brasileira de Geociências, 30(1): 130-134.

Soliani Jr E, Koester E & Fernandes LAD (2000): *A geologia isotópica do Escudo Sul-Rio-Grandense, Parte II: Os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas*, pp. 175-230 de Holz M & De Ros LF (eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Edic. CIGO / UFRGS.

Soliani Jr E (1986): *Os dados geocronológicos do escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese de Doutoramento, USP, São Paulo, 1 tomo, pp. 1-396.

Spear FS (1993): *Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths.* Mineralogical Society of America, Monograph Series, pp.1-798.

Spear FS, Kohn MJ, Cheney JT (1999): *P-T path from anatectic pelites*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134: 17-32.

Stille H (1955): *Recent deformations of the Earth's crust in the light of those of earlier episodes*. Geol. Soc. America, Spec. Paper, 62: 171-192.

Suess E (1888): *Das Antlitz der Erde.* Tempsky F, Prag & Freytag G, 704 pp, Leipzig.

Teixeira W, Renne PR, Bossi J, Campal N & D'Agrella Filho MS (1999): *$^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan Dyke Swarm, Rio de La Plata Craton, and implications for Proterozoic intraplate activity in Western Gondwanaland*. Precambrian Research, 93: 153-180.

Terra Arocena E (1926): *El piso de Itararé y los sedimentos marinos de Rincón de Alonso*. Instituto Geológico y de Perforaciones del Uruguay, Boletín, 8: 1-20.

Thompson AB, Schulmann K & Jezek J (1997): *Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens*. Tectono-physics, 280: 171-184.

Tickyj H, Hartmann LA & Vasconcellos MAZ (2001): *EPMA dating of monazites from Southern Brazilian Shield*. En: *South-American Symposium on Isotope Geology, 3*. Pucón (Chile), Abstracts.

Tikoff B & Teyssier C (1994): *Strain modeling of displacement–field partitioning in transpressional orogens*. Journal of Structural Geology, 16: 1575-1588.

Tommasi A & Fernandes LAD (1990): *O Ciclo Brasiliano na porção Sudeste da Plataforma Sul-Americana: Um novo modelo*, pp. 107-117 de *Congreso Uruguayo de Geología, 1*. Montevideo, Bol. Res. Ampliados, 1.

Tommasi A (1991): *Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasiliano*. Curso de Pós-Graduação em Geociências–IG / UFRGS, Dissertação de Mestrado, pp. 1-207, Porto Alegre.

Trompette R, Egydio-Silva M, Tommasi A, Vauchez A & Uhlein A (1993): *Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricano–Brasiliano e o papel da geometria do Cráton São Francisco na arquitetura da faixa Ribeira*. Rev. Bras. Geociências, 23(3): 187-193.

Umpierre M & Halpern M (1971): *Edades Rb-Sr en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay*. Asoc. Geol. Argentina, Buenos Aires, 26(2): 133-151.

Vassallo JJ & Wilson CJL (2002): *Palaeoproterozoic regional–scale non–coaxial deformation: an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia*. Journal of Structural Geology, 24: 1-24.

Veevers JJ (2003): *Pan–African is Pan–Gondwanaland: Oblique convergence drives rotation during 650–500 Ma assembly*. Geology, 31:501-504.

Vine FJ & Mathews DH (1963): *Magnetic anomalies over ocean ridges*. Nature, 199: 947-949.

Walther K (1927a): *Die Erbohrung von fossilführendem Devon in Uruguay*. Centralbl. für Mineralogie, Stuttgart, nº 22, pp. 70-73.

Walther K (1927b): *Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional*. Boletín del Instituto Geológico y de Perforaciones, nº 27, Montevideo.

Walther K (1948): *El basamento cristalino de Montevideo: Relaciones con yacimientos análogos del Uruguay y de los países vecinos*. Bol. Instituto Geológico del Uruguay, nº 33. Montevideo.

Wilson JT (1966): *Did the Atlantic close and then reopen?* Nature, 211: 676-681.

EL DEVÓNICO EN URUGUAY: ESTRATIGRAFÍA, CORRELACIÓN GEOLÓGICA Y RECURSOS MINERALES

Gerardo Veroslavsky, Vicente Fulfaro y Héctor de Santa Ana

EN LA REGIÓN CENTRAL DE URUGUAY AFLORAN ROCAS SEDImentarias devónicas que formaron parte de la extensa sedimentación marina que cubrió vastas áreas del margen occidental de Gondwana (Fig. 1). Las distintas reconstrucciones paleogeográficas señalan que la región occidental de este continente ocupó, durante el Devónico, una posición subpolar a polar, donde la sedimentación se procesó mayoritariamente en un ámbito marino de tipo epicontinental, muy probablemente de aguas frías y asociada a un nivel de base oceánico instalado hacia el Oeste (proto–Pacífico). Asimismo, la expansión del mar devónico sobre los núcleos cratónicos sudamericanos ocupó un área mayor a la que alcanzó el mar silúrico.

De una forma general, los depósitos devónicos muestran sucesiones sedimentarias poco potentes (varias centenas de metros) que no sufrieron una gran deformación tectónica, aspectos ambos que progresivamente se modifican cuando nos trasladamos hacia el margen activo del Gondwana Occidental. En este dominio activo, se registraron durante el Devónico acumulaciones sedimentarias muy potentes (varios miles de metros) y que, en algunos casos, sufrirían luego importante deformación tectónica. Baldis (1992) señala, por ejemplo, que en la región de la Precordillera Argentina el Devónico registra acortamientos del orden del 60% de su extensión original.

En nuestro territorio, las sedimentitas devónicas afloran casi exclusivamente en la región centro–Norte del departamento de Durazno y se reúnen en el Grupo Durazno (Bossi 1966), integrado por tres formaciones que, de base a techo, se denominan: Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma. Esta sucesión sedimentaria, de naturaleza siliciclástica, no logra superar los 300 metros de potencia y por sus litologías, arreglo de facies y contenido fosilífero, ha sido depositada por la acción de sistemas transicionales y marinos. La presencia de términos continentales tanto en la base como en el tope de la sucesión devónica, es tema de controversias.

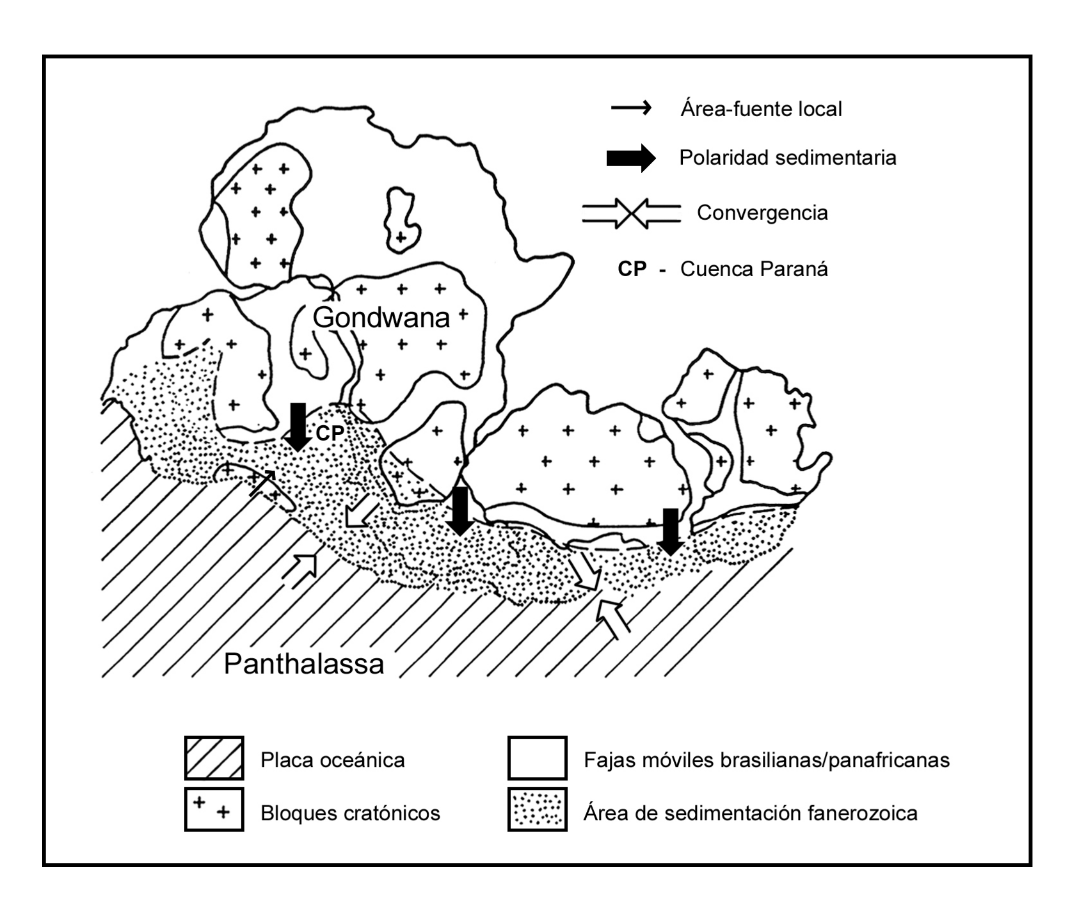


Figura 1 – *Situación paleotectónica de Gondwana Occidental durante el Devónico, mostrando el desarrollo de cuencas marinas hacia el Oeste y Sur.*

La extensión de los depósitos devónicos fue mucho mayor a la que exhibe, y sus actuales límites geológicos son de naturaleza erosivo–estructural. Al igual que en las cuencas sudamericanas meridionales del

Gondwana Occidental, ocurrió aquí una fuerte denudación de los terrenos devónicos, asociada a los eventos tectónicos ocurridos particularmente hacia finales del Devónico y durante el Carbonífero, sumado a los procesos de erosión asociados a la implantación de la glaciación gondwánica en esta amplia región. Sin embargo, en nuestro territorio, los rasgos sísmicos de la Cuenca Norte no permiten descartar que parte del Devónico pueda estar parcialmente preservado en fosas profundas controladas por las fuertes direcciones NW. Se ha formulado también la hipótesis de que las sedimentitas devónicas puedan estar constituyendo parte del *pre-rift* sedimentario paleozoico, de más de 2000 metros, presente en la Cuenca Punta del Este (*vide* Ucha *et al.* 2004).

Antecedentes

La primera mención sobre la existencia de rocas devónicas en Uruguay correspondió a Eduardo Terra Arocena en 1926, cuando se realizaron relevamientos geológicos tendientes a definir el lugar de emplazamiento de la represa hidroeléctrica de Rincón del Bonete.[1] Los testigos de las perforaciones provenientes de las localidades de Rincón de Alonso e Isla González, entre otras, permitieron reconocer fósiles de braquiópodos, subordinadamente algunos bivalvos, a los que comparó con las formas fósiles descriptas por Clarke (1913) en el Estado de Paraná, Brasil (*vide* Capítulo IV).

A ese hallazgo le sucedieron varios aportes sobre las características geológicas y fósiles del Devónico (*e.g.* Walther 1927, Méndez Alzola 1934, Lambert 1939). Desde el punto de vista paleontológico, la referencia obligada es el trabajo de Méndez Alzola (1938), quien reconoció y describió una fauna de 70 especies (*vide* Capítulo IV). Desde el punto de vista litológico, el primer intento de subdivisión de las sedimentitas devónicas fue propuesto por Terra Arocena (1939, *in* Terra Arocena & Méndez Alzola, 1939) quien, de base a techo, separó tres unidades: las *Areniscas del Carmen*, los *Esquistos de Rincón de Alonso* y las *Areniscas de La Paloma*. Bossi (1966), incorporando los aportes de Lambert (1939) y Caorsi & Goñi (1958), ensayó una propuesta estratigráfica que mantiene vigencia y en la que formalizó las unidades y precisó la naturaleza de los limites estratigráficos. Otros trabajos que han aportado al conocimiento general del Devónico en Uruguay son Ferrando & Andreis (1986), Goso & de Santa Ana (1991), Andreis & Ferrando (1991), Bossi & Navarro (1991), Sprechmann *et al.* (1993) y Veroslavsky (1994).

1. Alex Du Toit en 1927 hace una referencia en su libro a que las perforaciones en esa región fueron realizadas bajo su sugerencia.

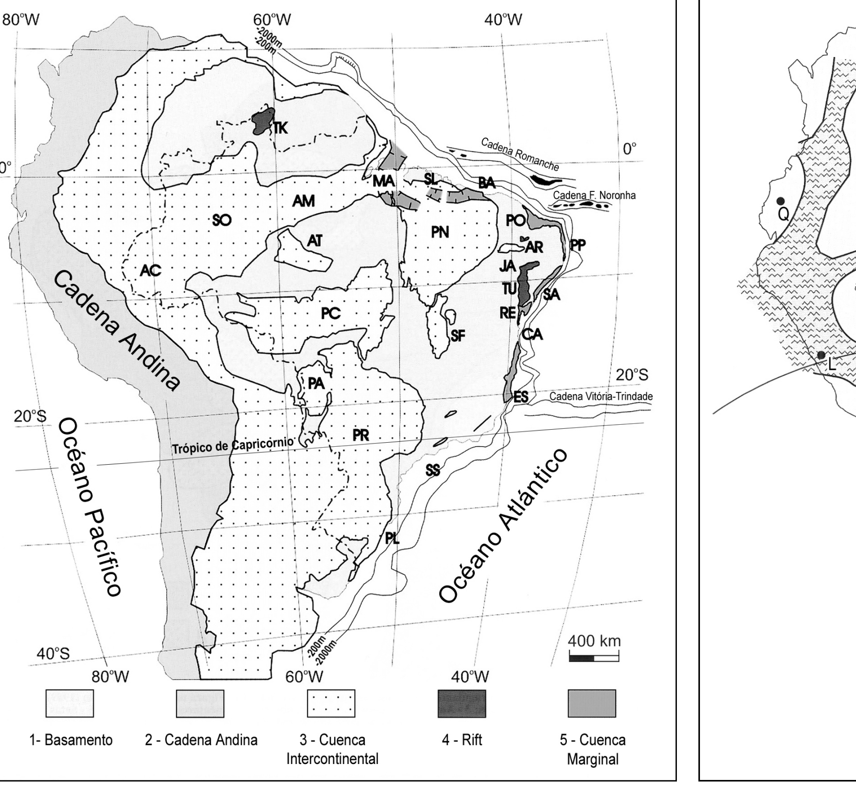
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

La sedimentación devónica se caracterizó globalmente por estar sujeta a grandes variaciones eustáticas que se identifican en el registro de numerosas cuencas sedimentarias del mundo. Representa uno de los ciclos transgresivos mejor caracterizado del registro geológico y se relacionó con el proceso de aglutinación de placas que culminó con la formación de Pangea hacia el Carbonífero (Fulfaro *et al.* 1982). A nivel global, el Devónico también presentó importantes registros de actividad orogénica y magmática (Dineley 1984).

Al analizar la sedimentación paleozoica en el continente sudamericano, se debe reparar que en ese tiempo, nuestro actual continente, formó parte de una única entidad geotectónica denominada Gondwana (*vide* Capítulo I). En el extremo occidental de Gondwana (Sud-América), se distinguían un conjunto de núcleos cratónicos centrales, constituidos por fragmentos corticales arcaicos y eomesoproterozoicos retrabajados y soldados durante la Orogenia Brasiliana (Pan Africana), que fueron invadidos por los mares paleozoicos (Fig. 2A y 2B, *vide* Fulfaro *et al.* 1982, França *et al.* 1995, entre otros).

Como resultado de esas transgresiones se depositaron durante el Devónico importantes paquetes de lutitas, pelitas y areniscas, particularmente fosilíferas, como los que se verifican en las formaciones: Ereré (Cuenca de Amazonas), Pimenteira (Cuenca Parnaíba), Ponta Grossa (Cuenca Paraná), Rincón (Cuenca Chacoparanense) y Limoncito (Cuenca de Chiquitanas). Por otro lado, hacia las regiones marginales de Gondwana, los principales registros marinos, de grandes potencias, y que en algunos casos dieron origen a las rocas generadoras de petróleo y gas, están representados por las formaciones: Los Monos (Cuenca Chaco–Tarija), Salar del Rincón (Altiplano), Lolén (Cuenca de la Ventana) y Fox Bay (Cuenca de Malvinas).

Las direcciones de avance del mar devónico sobre la plataforma sudamericana, así como las conexiones marinas entre las diferentes cuencas, son tema de debate. Una de las primeras ideas al respecto fue la de Weeks (1947) quien postuló un avance de la transgresión en dirección al Este a través del Chaco, la Cuenca Paraná y la Cuenca Meso-argentina. Por su parte, Lange & Petri (1967) consideraron un mar devónico cubriendo a la Provincia de Buenos Aires, Uruguay y la porción brasileña de la Cuenca Paraná. Esto fue refutado por Northfleet *et al.* (1969) quienes ligaban más estrechamente la porción devónica brasileña de la Cuenca Paraná con las cuencas del Norte de Brasil.



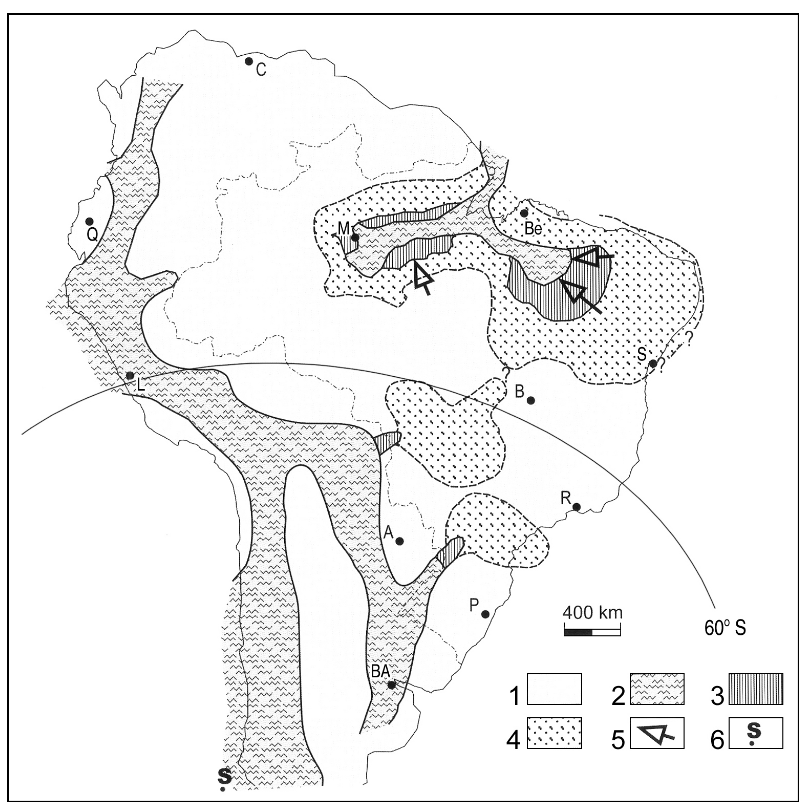
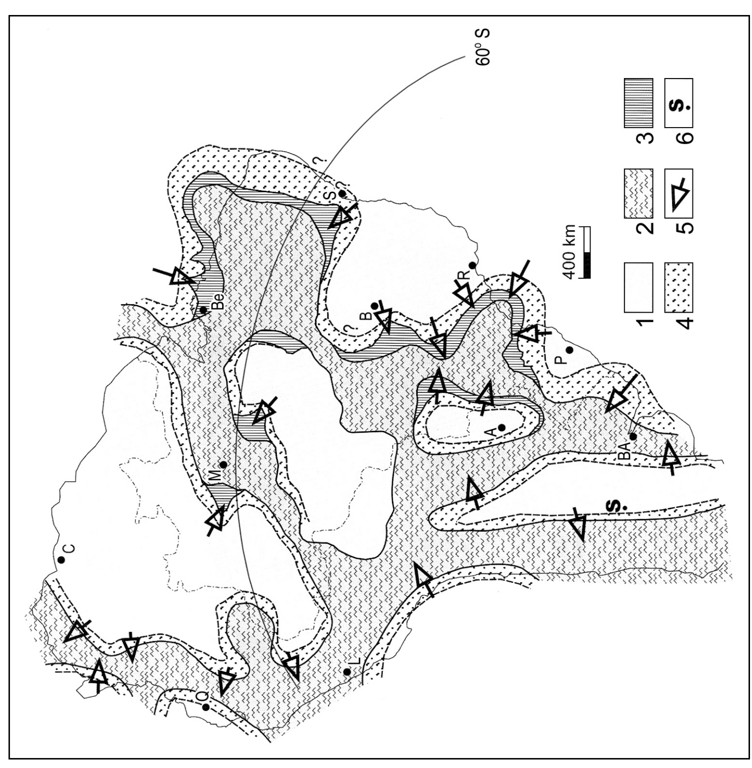


Figura 2A – Izquierda: *Cuencas sedimentarias intracratónicas del centro–Norte de Sud-América referidas en el texto.* AC=*Acre;* AM=*Amazonas;* AR=*Araripe;* AT=*Alto de Tapajsó;* PC=*Parecis;* PA=*Pantanal;* PN=*Paranaíba;* PR=*Paraná;* SF=*San Franciscana;* SO=*Solimões.* Derecha: *Distribución del mar Devónico durante el Praguiense–Eoemsiense.* 1*: área aflorante;* 2*: ambientes marinos;* 3*: ambientes transicionales;* 4*: ambientes continentales;* 5*: direcciones de aporte sedimentario;* 6*: posición estimada del polo Sur. Modificado de Melo (1989).*



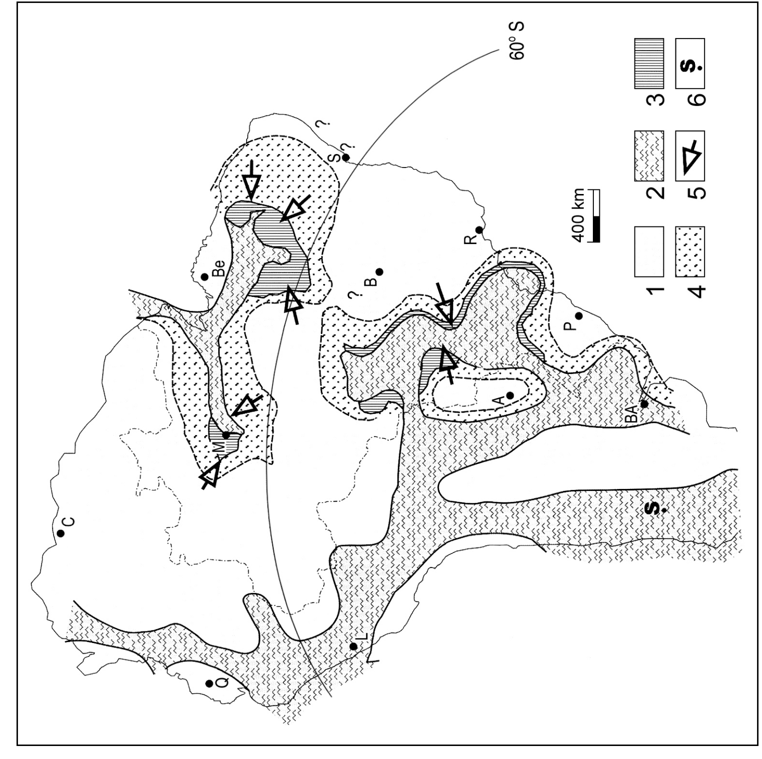


Figura 2B – Izquierda: *Distribución del Mar Devónico hacia el Emsiense. Modificado de Melo (1989).*
Derecha: *Distribución del Mar Devónico hacia el Neoemsiense–Eifeliense. Modificado de Melo (1989).*
(Referencias: igual que figura 2A derecha)

Fulfaro *et al*. (1982) propusieron, por vez primera, la existencia de *sea-ways* que interconectaban varias de las cuencas devónicas sudamericanas, en particular, a la Cuenca Paraná. Más recientemente, varios geólogos han sostenido que hacia el Silúrico y Devónico, en la región brasileña de la Cuenca Paraná funcionaron dos grandes subcuencas, cada una con sendos depocentros y separadas por el Alto de Guapiara (*e.g.* Fulfaro & Perinotto 1996, Assine 1996, Bergamaschi 1999). De este modo, en la región más meridional y con una fuerte afinidad con la fauna Malvinocáfrica, se desarrolló la subcuenca de Apucarana. En la región septentrional, se emplazó la subcuenca de Alto Garças, la que además muestra una afinidad faunística con las cuencas sudamericanas silúrico–devónicas situadas más al Norte. Al respecto, Fulfaro & Perinotto (1996) propusieron una conexión marina de la subcuenca de Apucarana, al menos, a través de grandes fosas aulacogénicas que, con orientación próxima a E–W cortaron el Arco de Asunción (*e.g.* "Bajo de San Pedro" en Paraguay) y permitían su comunicación con el Proto–Pacífico. Asimismo, esos autores propusieron que en forma similar habría actuado el "Bajo de Rio Verde/Coxim", quien permitió una conexión marina entre la subcuenca de Alto Garças y la Cuenca Paranaíba. Posteriormente, Pereira (2000) asoció esta conexión marina de la subcuenca de Alto Garças al Lineamiento Transbrasiliano.

En ese contexto, se puede afirmar que la naturaleza de la sedimentación devónica en Uruguay tiene, de una forma general, una relación genética con los registros anteriormente mencionados. Las similitudes encontradas en el tipo de sedimentación, arreglo de los paquetes sedimentarios, así como el contenido fosilífero, es similar al que se puede observar, particularmente, en la cuenca de Chaco–Paraná pero también en las cuencas de Chaco–Tarija y Ventana–Cabo. En estos tres grandes ámbitos de sedimentación predominaron los depósitos marinos acumulados en un ámbito epicontinental, poco profundo, formando arreglos transgresivos y que evidencian la existencia de varias fluctuaciones del nivel del mar durante su instalación. Los fósiles presentes en esas cuencas muestran características muy similares, y muy particularmente para los registros faunísticos que corresponden al Devónico Temprano (Lange & Petri 1967). La unidad faunística se conoce en la literatura como Provincia Malvinocáfrica (Richter & Richter 1942). Esta identidad paleontológica se perdería progresivamente a medida que se avanza hacia las cuencas sudamericanas del Norte, permitiendo ya una diferenciación con el registro fosilífero presente en las cuencas Amazonas y Parnaíba (*vide* Petri & Fulfaro 1983).

Grupo Durazno

Se describen, en forma sintética, las principales características litoestratigráficas de cada una de las tres formaciones que, de base a techo, componen el Grupo Durazno (Fig. 3). Sólo se mencionan aquellos elementos paleontológicos que aportan a la caracterización ambiental y/o a la edad de cada unidad (por mayores detalles *vide* Capítulo IV).

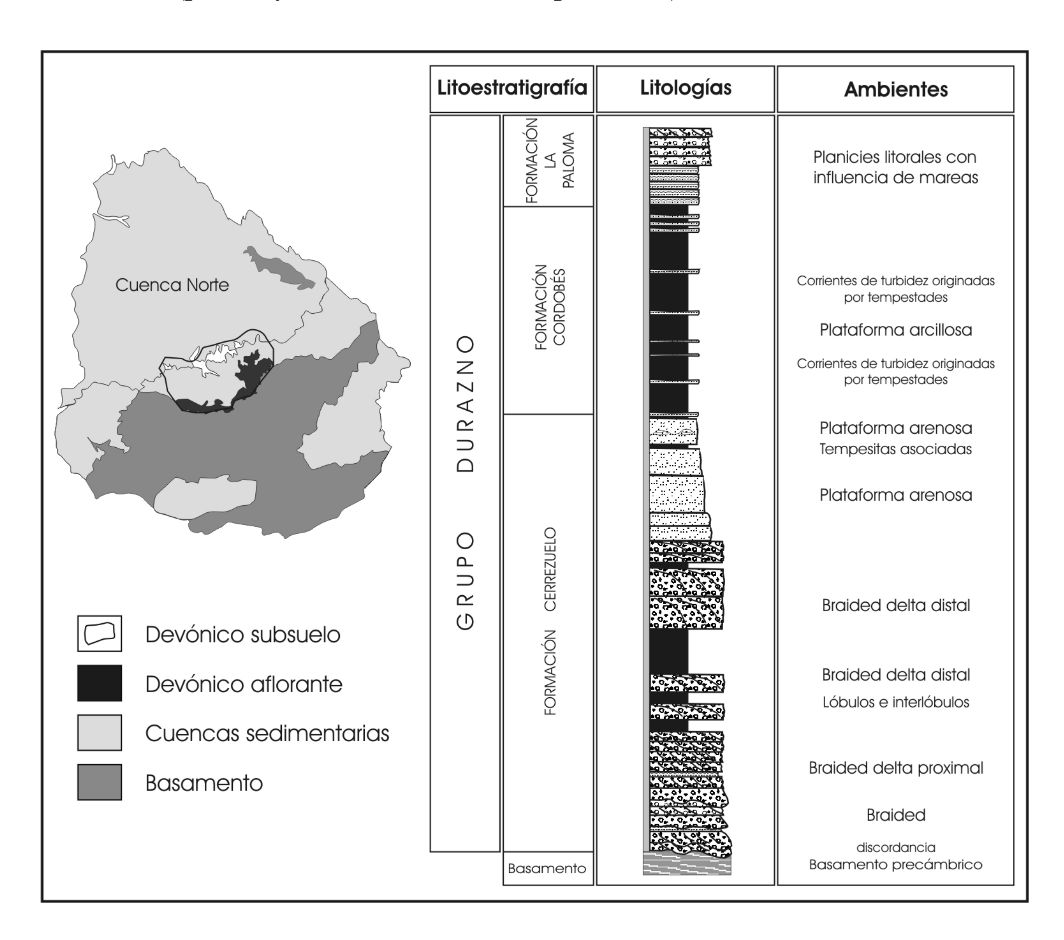


Figura 3 – *Distribución, litoestratigrafía y ambientes sedimentarios asociados para el Devónico de la Cuenca Norte.*

Formación Cerrezuelo (Bossi 1966)

Su alcance es similar a la definición de *Areniscas del Carmen* de Terra Arocena (1939, *in* Terra Arocena y Méndez Alzola, 1939) y Lambert (1939), luego *Areniscas de Cerrezuelo* de Caorsi & Goñi (1958). Está consti-

tuida por areniscas blanquecinas, grisáceas, amarillentas, localmente rojizas, predominantemente medias a gruesas, friables a consolidadas, regularmente seleccionadas, de composición cuarzo–feldespáticas a feldespáticas, a veces con abundante mica, con matriz fina de composición caolinítica, en la base ferruginosas a fuertemente ferrificadas.

Entre las estructuras sedimentarias más conspicuas se observa el predominio, hacia la base y porción media de la unidad, de estratificaciones cruzadas, planares y artesas, subordinadamente plano–paralelas (región del Carmen y alrededores de Sainz), estratificación cruzada de bajo ángulo, tangencial a subhorizontal, con figuras erosivas sinuosas afectando el tope de las formas constructivas (*e.g.* Canteras de Las Cañas), así como también formas de base erosiva y geometría lenticular rellenas con materiales areno–conglomerádicos que incorporan intraclastos pelíticos y a las que se asocian formas constructivas arenosas de geometría lobuladas (localidades de Capilla Farruco y Cerrezuelo); hacia la porción superior de la unidad predominan los términos arenosos más finos donde aparecen ocasionalmente estructuras de tipo *hummocky* asociadas a barras arenosas con laminación ondulada y horizontal, y estratificación cruzada (afloramientos al Sur de la localidad de Blanquillo).[2]

Resultan frecuentes las intercalaciones de lentes de pelitas, a veces algo arenosos, otras veces muy arcillosos, con espesores variables que en promedio no superan al metro (canteras de Las Cañas, Cerrezuelo y Capilla Farruco). Los niveles pelíticos también se suceden hacia el tope de la unidad, próximo al pasaje con la Formación Cordobés (por ejemplo, en el pozo La Paloma). Se desarrollan hacia la base niveles de conglomerados y de areniscas sabulíticas, esencialmente oligomícticos, con esqueleto cuarzoso y matriz arenosa gruesa, bien estructurados, que caracterizan el contacto discordante con el basamento precámbrico (alrededores de Paso Tejera y Ruta 14).

Los diferentes autores coinciden en señalar la tendencia granodecreciente de esta unidad, a pesar de que existen niveles gruesos y finos intercalados a lo largo de casi toda la sección (Fig. 3).

El contenido fosilífero de esta unidad es muy pobre. Da Silva (según Bossi & Navarro 1991) advirtió la presencia de restos de cutículas mientras

2. El adjetivo inglés *hummocky* viene de *hummock*: colina muy suave o pequeña elevación del terreno. Etimológicamente proviene del castellano *hamaca*. *(N. de E.)*

que Sprechmann *et al.* (1993) indicaron, además de algunos géneros de icnofósiles, restos de vegetales (algas, pteridofitas del morfogénero *Hostimella* y tallos con esporangios) lo que interpretan como indicador de cierta proximidad de áreas emersas.

Desde el punto de vista ambiental, la sección inferior de la Formación se interpreta como parte de un cortejo sedimentario constituido por ríos entrelazados implantados en un sistema transicional de tipo *braided–delta*, asociados a depósitos de playa de alta energía, que en un contexto transgresivo pasan a planicies arenosas plataformales con influencia de tormentas.[3] Las intercalaciones de estratos pelíticos en la porción media de la unidad marcan un leve ascenso del nivel del mar, mientras que las intercalaciones en el tope de la unidad marcan el pasaje gradual en ámbitos marinos, desde una plataforma arenosa hacia una pelítica representada por la Formación Cordobés.

Las relaciones de contacto son discordantes hacia la base con el basamento cristalino y, hacia el tope, como fue señalado, muestra un pasaje gradual con la suprayacente Formación Cordobés.

La potencia máxima de la unidad está dada en el pozo La Paloma (I.G.U, nº 186), con 140 metros.

Formación Cordobés (Bossi 1966)

El término surge con las denominadas "Lutitas del Cordobés" de Caorsi & Goñi (1958) al referirse a los afloramientos que aparecen en la margen izquierda del Arroyo Cordobés. Corresponde, en su alcance, aproximadamente a los "Esquistos de Rincón de Alonso" de Terra Arocena (1939, *in* Terra Arocena & Méndez Alzola 1939)

La Formación Cordobés reúne a una sucesión relativamente monótona de pelitas (desde francamente lutíticas a, por sectores, con importante participación de arenas finas), grises oscuras, a veces negras, laminadas a macizas, fosilíferas, micáceas y ocasionalmente con abundante pirita (Fig. 3). Aparecen intercalados delgados niveles de areniscas donde además comúnmente aparecen fósiles. Asimismo, es común la presencia de niveles ferruginosos, de origen diagenético, donde predominan la hematita y la limonita. En afloramientos y canteras, esta sucesión pelítica aparece con variados co-

3. Tal vez sólo los términos más basales (los primeros 10 a 15 metros de la unidad) corresponderían a ríos implantados en ámbitos fluviales y a los afloramientos que se desarrollan sobre la Ruta 14, desde el Arroyo Sarandí de Tejera hasta los alrededores de Carmen.

lores, abundando los blancos, blanquecinos, verdosos, amarillentos hasta rojizos. Ocasionalmente, aparecen niveles lenticulares de yeso, tal como en los alrededores de la localidad de Blanquillo, sobre las márgenes del Arroyo Cordobés así como hacia el Nordeste de la localidad de La Paloma, particularmente en el cruce de la antigua vía férrea (tramo La Paloma, km 329) y el Arroyo Ceibal.

La composición mineralógica de las arcillas que conforman los bancos lutíticos son predominantemente caoliníticos, subordinadamente illíticos y en menor proporción esmectíticos (Zalba *et al.* 1988; Bossi & Navarro 1991).

Una característica distintiva de la unidad es su abundante contenido fosilífero que evidencia su origen marino, en particular, braquiópodos, gasterópodos, bivalvos y trilobites y asimismo, una edad Emsiense (*vide* Capítulo IV).

Ambientalmente, por su faciología y contenido fosilífero se interpreta como una plataforma marina relativamente somera, donde los delgados niveles centimétricos de areniscas finas que aparecen intercalados pueden estar relacionados a procesos de tormenta que ocasionalmente afectaban la plataforma pelítica.

El área de mejor exposición son los alrededores de la localidad de Blanquillo y sobre las márgenes del Arroyo Cordobés (departamento de Durazno).

Las relaciones de contacto son concordantes con la Formación Cerrezuelo y la Formación La Paloma.

La potencia máxima de la unidad es 92 metros en el pozo La Paloma (I.G.U. nº 186), en Rincón del Bonete 28 metros (I.G.U., nº 160).

Formación La Paloma (Bossi 1966)

Su nombre deriva de Terra Arocena (1939, *in* Terra Arocena & Méndez Alzola 1939) quienes propusieron para la unidad superior de su división tripartita del Devónico la nominación de Areniscas de La Paloma. Caorsi & Goñi (1958) habían propuesto denominar esta unidad, con similar alcance, como "Areniscas de Las Palmas".

Litológicamente, consiste en una sucesión relativamente monótona de areniscas finas a medias, rojizas a violáceas, cuarzo–feldespáticas a feldespáticas, micáceas, donde hacia la base se intercalan en forma más frecuente niveles pelíticos y hacia la parte superior de la unidad alternan niveles de areniscas gruesas a conglomerádicas. La estructura sedimentaria más conspicua es la estratificación horizontal plano–paralela, presentando también niveles macizos. Hacia el tope se suceden algunas estratificaciones cruzadas asociadas lateralmente a los términos con laminación horizontal, así como algunos niveles areno–sabulíticos y arenosos con estratificación acanalada.

El contenido fosilífero de esta unidad es muy pobre, poco estudiado pero se advirte que el área de afloramientos es poco extensa (*vide* Capítulo IV).

El ambiente depositacional refleja las condiciones regresivas en las que se depositaron estas litologías, de marinas someras hacia la base a extensas planicies arenosas litorales, llegando según algunos autores hacia el tope a caracterizar ámbitos continentales. (Preciozzi *et al.* 1985). Sin embargo, tal como lo sugieren Bossi & Navarro (1991) la parte superior preservada correspondería casi exclusivamente a ámbitos aún litorales sin evidencias definitivas de ambientes continentales, obviamente erosionados.

La potencia máxima de la unidad es 55 metros en el pozo Rincón del Bonete[4] y 36 metros en el pozo La Paloma.

FACIES, ASOCIACIONES DE FACIES, SISTEMAS Y SECUENCIAS DEPOSITACIONALES

El Grupo Durazno de Bossi (1966), limitado en techo y base por sendas discordancias de carácter regional, define un sintema en el sentido de Chang (1975).[5] Representa un ciclo transgresivo–regresivo casi completo (no aparecerían los términos continentales cuspidales erosionados) con

4. Algunos autores han señalado una potencia muy superior de esta unidad en la perforación La Paloma (IGU) atribuyendo, a nuestro entender, a la Formación La Paloma una parte de las areniscas finas y micáceas turbidíticas que corresponden a la base de la Formación San Gregorio (Pérmico) y que pueden ser reconocidas en los afloramientos en la propia localidad de La Paloma y alrededores.
5. HE Wheeler propuso en 1959 que se incorporaran al código estratigráfico norteamericano las unidades limitadas por discordancias. En 1975, KH Chang retomó esa idea y sugirió a la Comisión Internacional de Estratigrafía, que las unidades estratigráficas separadas por discordancias constituyeran una nueva categoría, cuyo criterio objetivo y exclusivo de definición estuviera dado por sus límites. Estas unidades no serían litoestratigráficas, porque su contenido litológico no son la base para su definición, ni cronoestratigráficas, ya que las discordancias–límite podrían ser diacrónicas, tanto en la base como en el techo.

las sedimentitas de origen marino y continentales mostrando una distribución tiempo–espacio en forma de cuñas superpuestas y penecontemporáneas. Esta secuencia correspondería a un ciclo de variación global de nivel del mar de segundo orden de magnitud, es decir, aquellos que transcurren en un intervalo de tiempo de 3 a 50 millones de años (*vide* Vail *et al.* 1991).

El arreglo y relaciones de facies y su arquitectura depositacional permiten caracterizar un cortejo sedimentario integrado por un sistema *braided–delta* dominado por la acción de olas (playas) (Lámina I), con marcadas oscilaciones del nivel de base, que gradualmente pasa en un contexto transgresivo a una plataforma marina somera (azotada por ocasionales eventos tempestíticos) (Lámina I) y, por último, ya en una fase regresiva, se suceden las planicies arenosas litorales que son recortadas por sistemas de canales asociados, donde se observa alguna influencia mareal.

En la Figura 4 se resumen las principales facies y asociaciones de facies que se reconocen en el Devónico de Uruguay. Litoestratigráficamente, las asociaciones de facies A y B corresponden a la sección basal y media de la Formación Cerrezuelo; la asociación de facies C al pasaje entre las formaciones Cerrezuelo y Cordobés; la asociación de facies D enteramente a la Formación Cordobés, y por último, la asociación de facies E a la Formación La Paloma. La figura muestra la correspondencia entre las facies, asociaciones de facies, ambientes y la litoestratigrafía del Devónico uruguayo.

Las planicies arenosas y arenoconglomerádicas forman parte del sistema *braided–delta* y, litoestratigráficamente, corresponden a la sección basal y media de la Formación Cerrezuelo. No estarían preservados los sistemas fluviales que integraban el cortejo en áreas más proximales aunque algunos autores señalan un origen fluvial para la base de la unidad (Preciozzi *et al.* 1985). Las areniscas con estratificación cruzada tabular planar y en artesa, de consistente homogeneidad en la distribución de las paleocorrientes (NW–N), indican un fuerte aporte proveniente desde el Sur al Sudeste (Lamina I). En la parte superior de la sección basal de la Formación Cerrezuelo, existen evidencias de formas constructivas lobuladas, progradantes, que asociadas lateralmente a depósitos pelíticos, se intepretan como lóbulos deltaicos con influencia litoral afectando el tope de las barras (*ripples*, acción de olas, etc.). Los depósitos de playa asociados al frente deltaico revelan la actuación de procesos de alta energía dominando la construcción del *braided–delta* (Lámina I).

Asociación de facies	Facies	Interpretación Paleoambiental
A (potencia máxima en afloramientos 60 metros)	Areniscas con estratificación cruzada. Areniscas con estratificación horizontal. Conglomerados macizos. Conglomerados con estratificación cruzada. Pelitas arenosas y areniscas con estratificación horizontal. Pelitas laminadas y macizas.	Ríos entrelazados proximales implantados de planicie *braided–delta.* Planicies arensosas y pelíticas intermediarias del *braided–delta.* Depósitos de ámbitos de mayor restricción.
B (potencia máxima en afloramientos 20 metros)	Areniscas sigmoides, con estratificación cruzada de mediano a gran porte y plano paralela, con *ripples*, areniscas con estratificación cruzada de pequeño porte, lentes conglomerádicos. Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo y con estratificación horizontal, grandes superficies erosivas onduladas. Pelitas arenosas y arcillosas lenticulares.	Lóbulos sigmoidales progradantes asociados a situaciones subácueas de sistemas distributarios *braided–delta* con depósitos canalizados. Depósitos de anteplaya (*foreshore*) asociados al frente del *braided–delta*, con dominio de acción de olas. Depósitos de interlóbulos y áreas protegidas.
C (potencia máxima en afloramientos 20 metros)	Areniscas amalgamadas con geometrías de base plana y tope convexo, ocasionales "*drapes*". Areniscas con "*hummocky*", areniscas con laminación ondulada e horizontal, con intercalaciones de lutitas y areniscas finas.	Depósitos marinos arenosos *shoreface*–plataforma arenosa. Depósitos de tempestitas asociadas a la plataforma arenosa.
D (potencia máxima en afloramientos 25 metros)	Pelitas grises en estratos potentes, con laminación horizontal a macizas, fosilíferas. Areniscas finas y limolitas, en sábanas de potencia centimétrica, que incluyen abundantes macrofósiles.	Depósitos marinos plataformales ("*offshore*"), no muy profundos, con ocasionales depósitos por corrientes de turbidez generados por la acción de olas de tormenta en zonas proximales.
E (potencia máxima en afloramientos 15 metros)	Pelitas con niveles de areniscas finas, micáceas, con estratificación flaser a lenticular. Areniscas y limolitas interestratificadas a interlaminadas. Areniscas medias a gruesas, estratificación cruzada en artesa a planar, intercalaciones de conglomerados sabulíticos.	Depósitos de planicies litorales con influencia de mareas. Depósitos de planicies litorales de supramareales, con canales que recortan las planicies.

Figura 4 – *Facies y asociaciones de facies presentes en las sedimentitas devónicas y su interpretación paleoambiental.*
(Modificado de Veroslavsky 1994)

Los ámbitos de plataforma marina están caracterizados por la sección superior de la Formación Cerrezuelo (plataforma arenosa) (Lámina I) y la Formación Cordobés (plataforma pelítica) con depósitos arenosos asociados a la acción de tormentas (Veroslavsky 1994; Gaucher *et al.* 1996).

Posteriormente, el pasaje de la Formación Cordobés a la Formación La Paloma así como toda esta última, marca la implantación progresiva de una fase regresiva y colmatación (*stillstand*), con el desarrollo nuevamente de sistemas transicionales.

Si se analiza en detalle el arreglo del paquete sedimentario devónico, cuyo más completo registro lo constituyen las perforaciones de Rincón del Bonete y La Paloma, se constata que durante la implantación del mar devónico se registraron al menos dos picos transgresivos. El primer pulso transgresivo que resulta en un solapamiento de algunos de los depósitos transicionales está representado por los paquetes métricos de lutitas y pelitas arcillosas, de naturaleza esencialmente caolinítica, que se encuentra hacia la sección superior de la base de la Formación Cerrezuelo. La continuidad lateral de estos bancos pelíticos es expresiva y se reconoce en afloramientos e información de subsuelo (*vide* Rossi *et al.* 1979; Veroslavsky 1994). Este nivel pelítico es progradado por facies deltaicas constructivas que en las localidades de Cerrezuelo, Las Cañas y Capilla Farruco muestran la interacción con procesos costeros generando depósitos de playa. El segundo pulso transgresivo, de otra magnitud, está asociado a la instalación del mar devónico en esta región, representado por la Formación Cordobés.

ALGUNAS CONTROVERSIAS PARA EL DEVÓNICO URUGUAYO

El Devónico en nuestro territorio aparece aislado de los depocentros más importantes de la época, producto de los importantes procesos tectónicos y erosivos que afectaron al Gondwana Occidental durante el Devónico Tardío y el Carbonífero, como fue señalado. Asimismo, se le suma la incisión de valles glaciales que retrabajaron al Devónico en el Norte del país; en particular, valles profundos de dirección W y NW (*vide* Capítulo VII).

Lo anterior, sumado a algunas diferencias en la interpretación ambiental de los sistemas depositacionales ha dificultado la reconstrucción paleogeográfica. De tal forma que, para algunos autores, se los ha relacionando más estrechamente con los registros devónicos situados hacia el Oeste, en

particular con la Cuenca Chacoparanense (Veroslavsky 1994) mientras que otros lo asocian al Sur de la Provincia de Buenos Aires e Islas Malvinas (Andreis & Ferrando 1991).

Uno de los asuntos involucrados en esta controversia, vinculado estrechamente a la paleofisiografía reinante y por lo tanto a los sistemas depositacionales implantados sobre aquélla, es el comportamiento del Alto del Río de la Plata. Existe un conjunto de evidencias que colocan al mismo operando como un rasgo fisiográfico, al menos levemente positivo, durante la depositación devónica. En particular, las facies tractivas, subácueas y canalizadas de la base de la Formación Cerrezuelo, independientemente de si éstas son fluviales (Preciozzi *et al.* 1985) o parte de un *braided–delta*.

También existe fuerte evidencia de una proximidad con el continente, tanto en la identificación de los lóbulos arenosos progradantes hacia el W, con retrabajo del tope de las barras por olas, como en el desarrollo de ámbitos costeros con playas de alta energía (*vide*, entre otros, Sprechmann *et al.* 1993; Veroslavsky 1994). Esto no sólo estaría indicando una paleolínea de costa sino que las estratificaciones cruzadas de muy bajo ángulo características de los depósitos de playa (Lámina I) muestran una profundización de la cuenca hacia el Noroeste. Los fósiles que se describen para la base de la Formación Cerrezuelo (Sprechmann *et al.* 1993) indican ambientes terrestres muy próximos. Las potencias máximas de la Formación Cerrezuelo y Cordobés son consistentes con una profundización de la cuenca hacia el Norte o Noroeste. Adicionalmente, el aporte de arcillas caloníticas que denotan el aporte de un basamento ígneo–metamórfico fuertemente meteorizado y el alto contenido de materia orgánica en las pelitas de la Formación Cordobés contribuyen a suponer áreas emersas próximas aportando desde áreas terrestres. De la misma forma, los sistemas litorales regresivos de La Paloma marcan una fisiografía positiva circundante durante el Devónico.

Sin embargo, es muy probable que durante los picos de máxima inundación marina que se registran en el Devónico Temprano, todas estas cuencas del margen suroccidental de Gondwana encontraran conexiones marinas más o menos directas, sobrepasando la actuación de altos fisiográficos que pudieran haber controlado la sedimentación basal (Veroslavsky 1994). Como ya fue señalado, otros autores interpretaron a la sección basal de la Formación Cerrezuelo como depósitos de plataforma sin influencia continental (Andreis & Ferrando 1991). Esto estaría indicando una conexión marina directa hacia el Sur, más estrechamente vinculada a las cuencas del Sur de la Provincia de Buenos Aires e Islas Malvinas.

Más allá de este aspecto, nuevos datos deben ser considerados a la hora de la reconstrucción paleogeográfica para el Paleozoico Inferior. En particular, el hallazgo de relictos de rocas pérmicas en la plataforma continental uruguaya (Veroslavsky *et al.* 2003), sin descartar que parte de los 2000 metros del *pre-rift* sedimentario de la Cuenca Punta del Este pueda corresponder a la secuencia devónica (Ucha *et al*. 2004). Esta situación, que se reconoce en el *pre-rift* de la porción Norte de la Cuenca de Colorado (Frylund *et al*. 1996) no ha merecido consideración en las reconstrucciones paleogeográficas del Paleozoico Inferior del Gondwana Occidental.

RECURSOS MINERALES

Caolín

Los recursos minerales más importantes asociados a la sedimentación devónica se restringen, básicamente, a la presencia de caolines. Históricamente, los caolines del departamento de Durazno fueron utilizados como insumo para la industria de la cerámica blanca, responsable del desarrollo económico de la localidad de Blanquillo así como de otras pequeñas áreas del departamento, donde las reservas pueden ser muy importantes aunque se requiere de estudios sistemáticos y de mayor detalle para evaluar con rigurosidad el potencial mineral (*vide* Bossi & Navarro 2000). Desde hace poco, se utilizan arcillas caoliníticas provenientes de distintas canteras del departamento de Durazno (ejemplos: Blanquillo y Capilla Farruco) para la industria del cemento.

Los recursos caoliníticos de esta región han sido considerados por diferentes autores, entre los que se destacan Bossi (1978), Spoturno & Coronel (1980), Coronel (1987), Bossi (1993) y Bossi & Navarro (2000). Los depósitos de arcillas caoliníticas más importantes están directamente relacionados al desarrollo de la Formación Cordobés, y su explotación en canteras se concentra en los alrededores de la localidad de Blanquillo.

Existen además otras áreas tradicionales de explotación casi artesanal de bancos y lentes caoliníticos de potencia muy menor, de grado de pureza variable, algunos inclusive de mayor pureza que las que registran los caolines de Blanquillo. Estas son las canteras que se encuentran en las localidades de Las Cañas, Capilla Farruco y Cerrezuelo, en todos los casos ligados estratigráficamente a la parte basal de la sección media de la Formación Cerrezuelo.

Coronel (1987) y Bossi & Navarro (2000) coinciden en señalar que los caolines con mayor potencial son los asociados a la Formación Cordobés.

Las arcillas caoliníticas de la Formación Cordobés fueron definidas mineralógicamente por Bossi (1966) como conteniendo: 80% de caolinita y 20% de illita. Coronel (1987) mostraron que las arcillas provenientes de los alrededores de Blanquillo contienen: 55–65% de caolinita, 15–25% de illita y 15–25% cuarzo, presentando composición química relativamente constante en las diferentes canteras. La presencia de illita en las arcillas provenientes de los alrededores de Blanquillo resulta responsable de los valores relativamente altos de óxido de potasio (K_2O) que impide su uso para cerámica blanca de alta calidad, pero resulta de gran valor para elaborar baldosas de revestimiento de paredes y de pisos (*vide* Bossi & Navarro 2000).

Las reservas de estas arcillas no han sido evaluadas pero debe considerarse que existen en volúmenes muy importantes a nivel de reservas posibles, porque el área de afloramiento de la Formación Cordobés es muy extensa y toda ella está constituida por frecuentes niveles de arcillas caolínicas.

Yeso

Existen varios indicios de yeso asociados a la Formación Cordobés, los que se desarrollan en forma de pequeños lentes, rellenando fracturas y como parte del cemento de algunas pelitas y areniscas. Estos indicios no han merecido estudios específicos, con excepción de algunas campañas de prospección, incluyendo perforaciones poco profundas, que se llevaron adelante en la región al Norte de Blanquillo y La Paloma luego de la construcción de la vía férrea.

Uranio

Los esfuerzos por conocer el potencial de mineral de Uranio en el departamento de Durazno – Distrito Las Cañas, están sintetizados en Rossi *et al*. (1979). Esta región fue seleccionada originalmente ante las expectativas que generaron algunos parámetros geológicos y radimétricos. El informe señala que:

i) las sedimentitas de la base del Devónico, de acuerdo con las litologías y estructuras, son “a priori” las favorables para la prospección de Uranio;
ii) en superficie, poseen un comportamiento radimétrico con valores relativamente altos, habiéndose delimitado algunas zonas dentro del distrito con anomalías radimétricas de primer orden;

iii) los trabajos de superficie confirmaron la existencia de correlación entre las diferentes anomalías y establecieron que están directamente asociadas a las areniscas gruesas, mal seleccionadas, cuarzosas en la base que evolucionan a cuarzo–feldespática, ferruginosas a localmente ferrificadas, donde se han ubicados valores de hasta 4.000 cps sobre roca en superficie.

En relación a las posibilidades uraníferas del Distrito Las Cañas, Rossi *et al.* (1979) concluyeron que: "se considera improbable el ubicar yacimientos de uranio en los niveles mineralizados ferrificados" así como que "las posibilidades que se vislumbran al momento en el área del Distrito en cuanto a la existencia de condiciones de yacencia de *rolls* son bajas por lo menos a profundidades razonables".

Bibliografía

Andreis RR & Ferrando L (1991): *Facies y paleocorrientes de la Formación Cerrezuelo en su estrato tipo: nuevos datos para la evolución de la Cuenca devónica en el Uruguay*. Revista Técnica YPFB, 12(1): 149-152.

Assine ML (1996): *Aspectos da estratigrafia das seqüencias pré-carbnoníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. Tesis de Doctorado, Instituto de Geociencias, USP, São Paulo, 207 pp.

Baldis BA (1992): *Marco estructural de las cuencas del Paleozoico inferior sudamericano en su contexto gondwánico*, pp. 1-19 de Gutiérrez Marco JG, Saavedra J & Rabano I (eds): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, España.

Bergamaschi S (1999): *Análise estratigráfica do Siluro–Devoniano (formações Furnas e Ponta Grossa) da Sub-Bacia de Apucarana, Bacia do Paraná*. Tesis de Doctorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 276 pp.

Bigarella JJ & Salamuni R (1967): *Some palaeogeographic features of the Brazilian Devonian*. Bol. Paran. Geoc., 21/22: 133-150.

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 411 pp.

Bossi J (1978): *Recursos minerales del Uruguay*. Aljanati D (ed), Montevideo, 348 pp.

Bossi J (1993): *Recursos minerales del departamento de Durazno: arcillas caoliníticas*, pp. 91-103 de: *Geología del departamento de Durazno*. Facultad de Agronomía–Intendencia de Durazno, Montevideo.

Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 966 pp.

Bossi J & Navarro R (2000): *Recursos minerales del Uruguay*. Ediciones Rojobona, vers. CD.

Caorsi JH & Goñi JC (1958): *Geología uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 37: 1-73.

Castaños A & Rodrigo L (1978): *Sinopsis Estratigráfica de Bolivia*. Anales de la Academia Nacional de Ciencias de Bolivia, 146 pp.

Centro de Investigaciones Tecnológicas (1992): *Identificación de minerales y contenido de carbono en lutitas de Blanquillo, Dep. de Durazno*. División Investigación y Desarrollo, ANCAP, Uruguay (informe inédito).

Chang KH (1975): *Unconformity–bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Amer. Bull., 86(4): 1544-1552.

Chebli G, Tofalo O & Turzini G (1989): *Mesopotamia*, pp. 79-100 de Chebli G & Spaletti L (eds): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correl. Geol., Tucumán.

Clarke JM (1913): *Fosseis devonianos do Paraná*. Monografía del Serv. Geol. Mineral. do Brasil, Rio de Janeiro, 353 pp.

Coronel N (1987): *Memoria explicativa de la carta de materias primas minerales no metálicas*. Dinamige, Montevideo, 119 pp.

Daners G (1992): *Presencia de crinoideos (Echinodermata) en la Formación Cordobés (Devónico Inferior, Uruguay)*. Rev. Soc. Urug. Geol., II, 4: 47-48.

Da Silva J, Medina E & Spoturno J (1991): *El Devónico en el Uruguay*. Revista Técnica de YPFB, 12(1): 65-68.

De Santa Ana H (1989): *Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte del Uruguay*. Boletín Técnico de Arpel, 18(4): 319-339.

Dineley DL (1984): *Aspects Stratigraphic System: The Devonian*. London, Higher & Further Educ. Div., 212 pp.

Dino R (1988): *Análise palinoestratigráfica da Bacia do Paraná–Uruguai*. Petrobras–Cenpes, Rio de Janeiro, (relatório interno), 14 pp.

Dos Santos EL, Da Silva LC, Orlandi V, Coutinho MG, Roisenberg A, Ramalho R & Hartmann LA (1984): *Os escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense e a Bacia do Paraná*, pp. 251-303 de Schobbenhaus C, Campos D, Derze GR & Asmus HE (coord.): *Geologia do Brasil*. Brasília, Dpto. Nac. da Produção Mineral.

Dott RH & Bourgeois J (1982): *Hummocky stratification: signficance of its variable bedding sequence*. Bull. Geol. Soc. Amer., 93: 663-680.

Du Toit AL (1927): *A geological comparison of South America with South Africa*. Carnegie Institution Publ., Washington, 381: 1-150.

Ferrando L & Andreis R (1986): *Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay*, pp. 295-323 de *1er Cong. Latinoam. de Hidrocarburos*, ARPEL, Buenos Aires. Actas.

Figueiras A (1991): *Fauna Eodevónica del Uruguay*. Rev. Técnica de YPFB, 12(1): 57-68.

França AB, Milani EJ, Schneider RL, López-Paulsen O, López JM, Suárez-Soruco R, de Santa Ana H, Weins F, Ferreiro O, Rossello EA, Bianucci EH, Aramayo-Flores RF, Vistalli MC, Fernández-Seveso FA, Fuenzalida RP & Muñoz N (1995): *Phanerozoic correlation in Southern South America*, pp. 129-161 de Tankard AJ, Suárez-Soruco R, Welsink HJ (eds): *Petroleum basins of South America,* American Association of Petroleum Geologists (Tulsa), Memoir 62.

Frylund D, Marshall A & Stevens J (1996): *Cuenca del Colorado*, pp. 135-138 de Ramos VA y Turic MA (eds): *Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Relatorio del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires.

Fulfaro VJ & Perinotto JAJ (1996): *Paleozóico da Bacia Sedimentar do Paraná no Centro–Oeste Brasileiro*. Rio Claro, Relatorio Final del Proceso FAPESP Nº 93-3156-6, 156 pp. (inédito).

Fulfaro VJ, Saad AR, Santos MV & Vianna RB (1982): *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia de Paraná*. Revista Brasileira de Geociencias, 12(4): 590-611.

Gaucher C, Sprechmann P & Barnech RJ (1996): *Contribución a la tafonomía, paleoecología y sedimentología de la Formación Cordobés (Devónico Inferior, Uruguay)*. Anais Simposio Sul-americano do Siluro–Devoniano. Estratigrafia e Paleontologia, Ponta Grossa, Brasil, pp. 147-165.

Gohrbandt KHA (1992): *Paleozoic paleogeographic and depositional developments on the central proto–Pacific margin of Gondwana: their importance to hydrocarbon accumulation*. Journal of South American Earth Sciences, 6(4): 267-287.

Gordillo CE & Lencinas A (1972): *Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis*, pp. 1-39 de *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Goso H & De Santa Ana H (1991): *Algunas consideraciones sobre el ciclo deposicional Devónico en el Uruguay*. Revista Técnica de YPFB, 12(1): 69-70.

Harrington H (1980): *Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*, pp. 967-983 de *Geologia Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, tomo II.

Lambert R (1939): *Memoria explicativa del mapa geológico de los terrenos sedimentarios y las rocas efusivas del departamento de Durazno*. Boletin del Instituto Geológico y Perforaciones del Uruguya, 25: 1-37.

Lambert R & Méndez Alzola R (1938): *Un nuevo yacimiento fosilífero Devónico en el departamento de Durazno*. Boletín del Instituto Geológico y Perforaciones del Uruguay, 24: 169-174.

Lange FW & Petri S (1967): *The Devonian of the Paraná Basin*. Boletim Paranaense de Geociências, 21/22: 5-51.

Martínez Macchiavello JC (1968): *Quelques Acritarches d'un échantillon du Dévonien Inférieur (Cordobés) de Blanquillo, departamento de Durazno, Uruguay*. Revue de Micropaléontologie, 2: 77-84.

Melo JHG (1989): *The malvinokaffric realm in Devonian of Brazil*, pp. 669-703 de McMillan NJ, Embri AF, Glass DJ (eds): *Devonian of the World*. CSPG, International Symposium on Devonian System, 2 Calgary, Proceedings.

Méndez Alzola R (1934): *Contribución al conocimiento de la fauna devónica de Rincón de Alonso*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay, 21: 21-54.

Méndez Alzola R (1938): *Fósiles devónicos del Uruguay*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay, 24: 3-115.

Miall AD (1985): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2ª ed., New York, Springer-Verlag, 490 pp.

Mones Á & Figueiras A (1981): *A geo–paleontological synthesis of the Gondwana Formation of Uruguay*, pp. 47-52 de Creswell MM & Vella P (eds): *Gondwana*. Roterdam, Balkema.

Northfleet AA, Medeiros RA & Muhlmann H (1969): *Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná*. Bol. Téc. Petrobrás, Rio de Janeiro, 12(3): 291-346.

Oliveira S de F (1997): *Palinologia da seqüência devoniana da Bacia do Paraná no Brasil, Paraguai e Uruguai: implicações biocronoestratigráficas, paleoambientales e paleogeográficas*. Tese de Doutoramento, IG–Universidade de São Paulo, Brasil, 188 pp.

Pereira E (2000): *Evolução tectono–sedimentar do intervalo Ordoviciano–devoniano da Bacia do Paraná com ênfase na sub-bacia Alto Garças e no Paraguai Oriental*. Tesis de Doctorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), Brasil, 276 pp.

Petri S & Fulfaro VJ (1983): *Geologia do Brasil (Fanerozóica)*. São Paulo, Universidade de São Paulo, 631 pp.

Pezzi E & Mozetic M (1989). *Cuencas sedimentarias de la región Chacoparanense*, pp. 65-78 de Chebli G & Spalleti L (eds): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correl. Geol., Tucumán, 6.

Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Carta Geológica del Uruguay (1:500.000)*. DINAMIGE, Montevideo.

Reading HG (ed) (1986): *Sedimentary environments and facies*. 2ª ed., Oxford, Blackwell, 615 pp.

Reinoso M (1968): *Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires*. Rev. Asoc. Geol. Arg., 23(4): 287-296.

Richter R & Richter E (1942): *Die Trilobiten der Weismes–Schichten am Hohen Venn, mit Bemerkungen über die Malvinokaffrische Provinz*. Senckenbergiana 25, 156-179.

Rossi P, Bellón F, Clifra A, Coronel N & Massa E (1979): *Programa de prospección Uranio: informe sobre la prospección detallada del distrito Las Cañas*. Ministerio de Industria y Energía, Montevideo, 70 pp. (inédito).

Russo A, Ferello R & Chebli G (1979): *Llanura Chaco Pampeana*, pp. 139-183 de *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, vol. I.

Schneider RL, Muhlmann E, Tomazi E, Medeiros RA, Daemon RF & Nogueira A (1974): *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*, pp. 41-66 de *28 Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre, SBG. Anais, vol.1.

Spoturno J & Coronel N (1980): *Caolines en el Uruguay*. DINAMIGE, Montevideo, 42 pp. (inédito).

Sprechmann P, Montaña J & Gaucher C (1993): *Devónico*, pp. 25-55 de *Geología del departamento de Durazno*. Bol. Fac. Agron., Montevideo.

Tankard AJ & Barwis JH (1982): *Wave-dominated deltaic sedimentation in the Devonian Bokkeveld Basin of South Africa*. Jour. Sedim. of Petrology, 52(3): 959-974.

Terra Arocena E (1926): *Nota sobre el piso de Itararé y los sedimentos marinos del Rincón de Alonso*. Bol. Inst. Geología y Perforaciones del Uruguay, 8: 3-20.

Terra Arocena E & Méndez Alzola R (1939): *Distribución del Devónico en la parte central del Uruguay*. Physis, 14: 115-120.

Ucha N, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2004): *La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero*, pp. 171-190 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico.* 2ª ed., DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo.

Vail PR, Audemard F, Bowman SA, Eisner PN & Perez-Cruz G (1991): *The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentation: an overview*. En: A Seilacher & G. Eisner (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy, II*. Tubingen: Springer-Verlag.

Veroslavsky G (1994): *Análise faciológica e estratigráfica do Devoniano da borda sul da bacia do Paraná, Uruguai*. Dissertação de Mestrado, IGCE–Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 208 pp.

Veroslavsky G, Daners G & de Santa Ana H (2003): *Rocas sedimentarias pérmicas en la plataforma continental uruguaya: el* pre-rift *de la Cuenca de Punta del Este*. Geogaceta, 34: 203-206, España.

Vistalli M (1989): *La Cuenca siluro–devónica del Noroeste*, pp. 19-41 de Chebli G & Spaletti L (eds): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correl. Geol., Tucumán.

Walker RG (ed) (1984): *Facies models*. Geoscience Canada Reprint series, 2ª ed., 317 pp.

Walther K (1927): *Die Erbohrung von fossil fuhrenden Devon in Uruguay*. Centralb. f. Min., pp. 70-73.

Weeks LG (1947). *Paleogeography of South America*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 31(7): 1194-1241.

Zalan PV, Wolff S, Astolfi MM, Vieira IS, Conceição JC, Appi V, Neto EV, Cerqueira J & Marques A (1990): *The Paraná Basin, Brazil*, pp. 681-708 de Leighton MW, Kolata DR, Oltz DF & Eidell JJ (eds): *Interior cratonic basins*. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 51.

Zalba PE, Rodríguez M & Iñiguez A (1988): *Argilominerales de rocas pelíticas devónicas del departamento de Durazno, República Oriental del Uruguay*. Revista del Museo de la Plata, sec. Geología, X: 127-147.

Lámina I – *Algunos afloramientos representativos de las formaciones Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma, presentes en el departamento de Durazno.*

A: *Contacto de la Formación Cerrezuelo con basamento cristalino precámbrico (Ruta 14, Paso Tejera). Se observan conglomerados oligomícticos y areniscas conglomerádicas macizos (Gm y SGm) y con estratificación cruzada (Gp y Sp) con intercalaciones centimétricas de pelitas laminadas y micro-*ripples *asimétricos (Fl).*

B: *Areniscas con estratificación cruzada tabular planar, de origen fluvial (fluvio–deltaicas?), que corresponden a la base de la Formación Cerrezuelo (Ruta 14 a pocos kilómetros al Este de Villa del Carmen).*

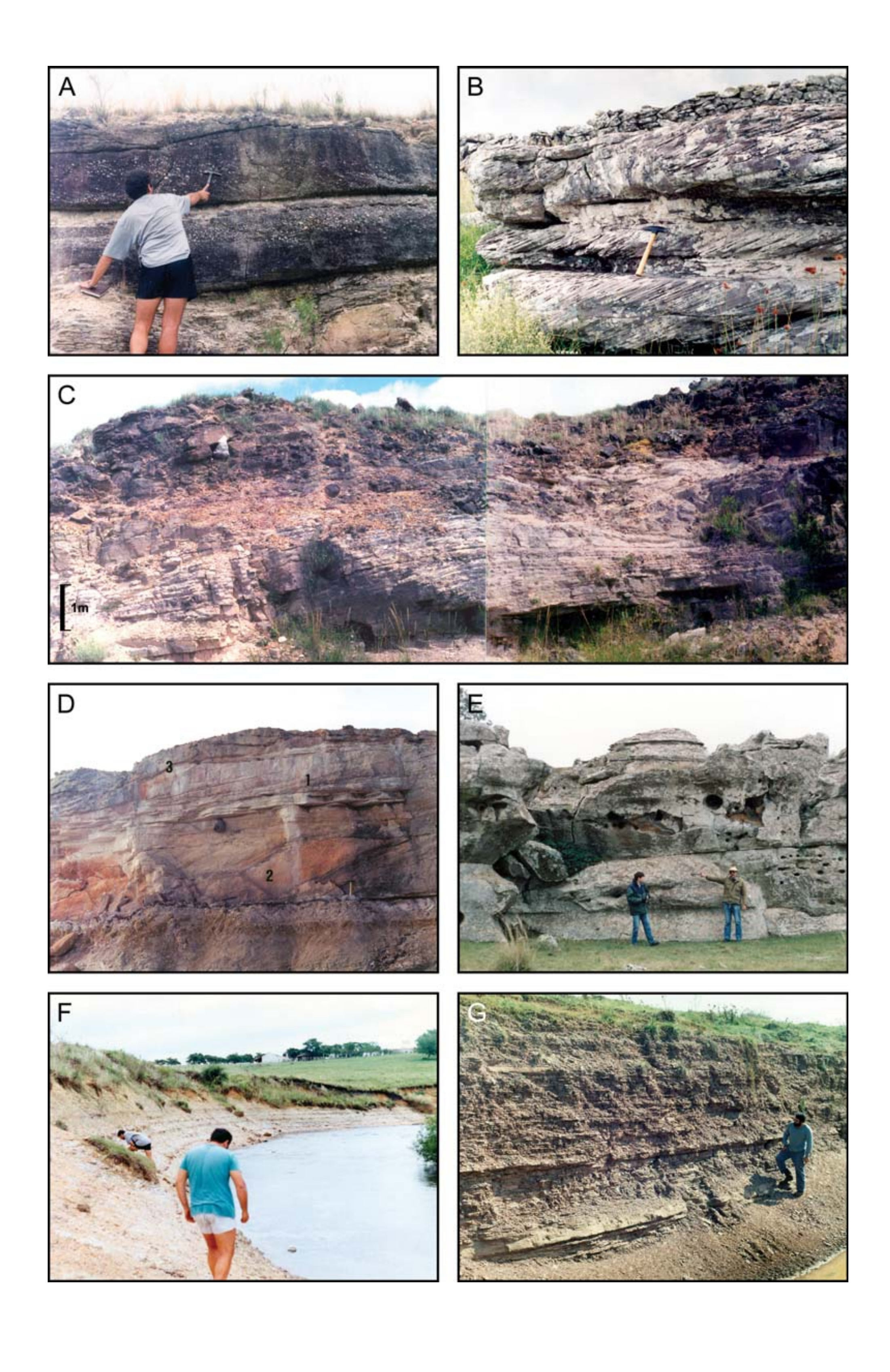
C: *Sección media de la Formación Cerrezuelo con detalle de lóbulos sigmoidales que progradan hacia el Noroeste, con estratificación plano–paralela acompañando la geometría del cuerpo y ripples asimétricos con dirección Noroeste en el tope del cuerpo. Estos lóbulos de origen fluvio-deltaico se apoyan sobre estrato de lutitas (región de Las Cañas).*

D: *Sección media de la Formación Cerrezuelo mostrando arriba barras arenosas de origen costero (estratificación cruzada de muy bajo ángulo–playa) con fuerte retrabajamiento por la acción de olas (cantera abandonada, región de Las Cañas).*

E: *Tope de la Formación Cerrezuelo donde se observan barras arenosas finas amalgamadas con base plana y tope convexo que caracterizan la plataforma marina arenosa. Hacia el tope se intercalan estratos arenosos con laminación ondulante (Sur de la localidad de Blanquillo).*

F: *Lutitas fosilíferas finamente laminadas a macizas de la Formación Cordobés sobre el margen izquierdo del Arroyo homónimo que definen la plataforma marina más profunda.*

G: *Areniscas finas y limolitas interestratificadas, rojizas, micáceas, de tendencia rítmica y buena continuidad lateral (Formación La Paloma) interpretadas como planicies costeras depositadas bajo la influencia de mareas (alrededores de La Paloma).*


A
B
C
1m
D
3
1
2
E
F
G

FÓSILES DEL DEVÓNICO DE URUGUAY

Sergio Martínez y Nora Lorenzo

A DIFERENCIA DE LO OCURRIDO CON OTRAS FAUNAS, LOS FÓSILES del Devónico de Uruguay, o aún las sedimentitas depositadas durante ese período, fueron descubiertos algo tardíamente, inclusive para los parámetros de nuestra joven tradición científica.

Fue recién a través de la publicación de Terra Arocena (1926) que se identificaron unos y otros, en testigos de perforaciones realizadas con vistas al establecimiento de la represa de Rincón de Bonete.[1]

Posteriormente Walther (1927) y Méndez Alzola (1934) hacen referencia a fósiles de éstas y otras perforaciones cercanas, en tanto que Méndez

1. Eduardo Terra Arocena (1890-1969) tuvo una destacada vida pública en el país. Se graduó a los 20 años como Ingeniero Agrimensor y luego como Ingeniero de Puentes y Caminos (1917) de la entonces Facultad de Matemáticas. En 1913 ingresó a la administración pública como Ayudante Técnico en la Sección Electrotécnica de la Dirección de Minas e Industrias y luego pasó a ocupar el cargo de Ingeniero del Servicio de Perforaciones del Instituto Geológico del Uruguay. En 1920 fue nombrado Profesor de Geología (interino), de Tecnología Industrial (1931-1933) y Titular de Geología Técnica (1923 - 1945) en la Facultad de Ingeniería. En 1922, es designado Director del Instituto de Geología del Uruguay, cargo que ocupó hasta 1953. Realizó varios aportes al conocimiento geológico y paleontológico de nuestro país, particularmente en temas relacionados a la Cuenca Norte. En 1942, el Presidente Alfredo Baldomir lo designó interventor de la Administración Nacional de Combustibles Alcohol y Portland (ANCAP). Integró varios consejos y comisiones asesoras y técnicas así como consejos universitarios (entre otras, Código de Minería, represa Rincón del Bonete, Consejo de Ingeniería y Asociación de Ingenieros). Fue el primer afiliado de la Caja de Profesionales Universitarios. El 8 de mayo de 1973 la Asamblea General designó con su nombre al Instituto Geológico del Uruguay, hoy DINAMIGE.

Alzola (1938) y Lambert & Méndez Alzola (1938) ya presentan material proveniente de afloramientos, descubiertos unos años antes. Méndez Alzola (1938) representa sin duda la referencia básica sobre la paleontología del Devónico uruguayo, ya que ahí son descriptos e ilustrados la mayor parte de los fósiles conocidos; posteriormente apenas se han agregado algunas especies o actualizado la nomenclatura.[2]

Méndez Alzola (*in* Terra Arocena & Méndez Alzola 1939) contrariamente a lo establecido en varias publicaciones posteriores, no agrega ni profundiza acerca del contenido fosilífero, ya que fue escrito antes que el trabajo de 1938, y presentado en una Reunión de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales en abril de 1937 –tal como luce en la revista *Physis* de esta Sociedad– y las referencias que hace el propio Méndez Alzola (1938).

La publicación de 1939 se restringe a los trilobitas del primer afloramiento conocido, los que en realidad ya habían sido descriptos en la monografía de 1938. La lista de trilobitas de 1939 es entonces más incompleta que la de 1938, y las referencias a descripciones de nuevas especies no resultan válidas. Se da inclusive la curiosidad de que en el texto se anuncia la publicación del número 24 de la Revista del Instituto Geológico del Uruguay que, como ya fuera señalado, había aparecido el año anterior.

Sí es de suma importancia en esa publicación, la división tripartita que hace Terra Arocena (1939, *in* Terra Arocena & Méndez Alzola 1939) del Devónico de Uruguay –ya tratada en el Capítulo III–, pues los estratos con fósiles quedan restringidos dentro del paquete a los "esquistos de Rincón de Alonso", hoy Formación Cordobés. En lo referente a fósiles de cuerpo, esta situación casi no ha variado.

Posteriormente, hay agregados puntuales a la fauna en Méndez Alzola y Sprechmann (1973a y b), Sprechmann *et al.* (1993) y Gaucher *et al.* (1996), en tanto que en Sprechmann *et al.* (1993) se mencionan los icnofósi-

2. Rodolfo Méndez Alzola (1907-1981), nacido en Montevideo, cursó sus estudios secundarios y universitarios en Buenos Aires. En 1933 se doctoró en Ciencias Naturales con una tesis sobre Paleontología. A partir de ese año trabajó en el Instituto de Geología y Perforaciones (actual DINAMIGE), y en 1937 se lo designa como Jefe del Museo y Laboratorios del referido instituto. Desde 1946 hasta su retiro en 1974, fue Profesor de Paleontología de la Facultad de Humanidades y Ciencias, habiendo dictado también cursos en otras instituciones secundarias y terciarias. Fue el primer ocupante de estos cargos, por lo que puede considerárselo el primer paleontólogo uruguayo profesional. También tuvo participación activa en la administración universitaria y en sociedades científicas. De sus publicaciones se destacan las realizadas sobre los fósiles del Devónico. Las primeras Jornadas de Paleontología de Uruguay (1994) llevaron su nombre.

les conocidos hasta el día de hoy. A partir de Martínez-Macchiavello (1968) comienzan a conocerse los microfósiles.

Figueiras & Broggi (1968) y Figueiras (1976, 1989 y 1991) representan fundamentalmente actualizaciones nomenclaturales.[3] Se pueden encontrar también algunas menciones laterales en algunos trabajos referidos a Brasil (por ej. Morsch 1986, Marchioro *et al.* 1998, Kotzian 1999, 2003).

Al día de hoy, existe apenas una referencia a vertebrados en un resumen (espina de acantódido, Botella *et al.* 2003) y una a plantas terrestres (Sprechmann *et al.* 1993).

El hecho de que se notifiquen pocas novedades luego de 1938, y habiendo existido, de acuerdo con las publicaciones, algunos momentos de colecta intensiva, indica entonces que probablemente conozcamos ya una muy buena parte de los fósiles del Devónico de Uruguay, pero éstos necesitan de una revisión que trascienda las adaptaciones nomenclaturales surgidas de otras revisiones en otros lugares.

A continuación se realizan algunos comentarios respecto al registro de cada formación, destacándose ampliamente en cuanto a su contenido fosilífero –como ya fue expresado– la Formación Cordobés.

FORMACIÓN CERREZUELO

Las referencias al contenido paleontológico de esta Formación son escasas. En Bossi & Navarro (1991: 366) se mencionan "cutículas dispersas, esporas y otros micrófósiles vegetales" "los fósiles son (...) de origen continental subaéreo", y en Sprechmann *et al.* (1993), algas, pteridofitas en general, y *Hostimella* (psilofita) en cuanto a vegetales, y algunos icnogéneros que se ajustarían a la icnofacies de *Skolithos*.

3. Alfredo Figueiras (1915-1991) fue una figura fundamental de la malacología uruguaya. Durante un período de alrededor de 40 años recopiló información publicada y generó nuevos conocimientos sobre la malacofauna viviente y fósil, marina, dulceacuícola y terrestre, principalmente de Uruguay. Figueiras estudió en la Facultad de Medicina hasta prácticamente culminar la carrera, y su actividad profesional se relacionó a ésta durante tiempo, mientras realizaba trabajos malacológicos. Tuvo una carrera universitaria completa en la entonces Facultad de Humanidades y Ciencias como docente de Paleontología (Invertebrados). Ingresó en 1975 como Ayudante y se jubiló en 1989 siendo Profesor Titular; con su bohonomía se granjeó en esos años un particular afecto por parte de sus estudiantes, entre los que se cuentan los editores de este libro. La sesión de Paleontología del II Congreso Uruguayo de Geología (Punta del Este, 1998) llevó su nombre, así como varias especies de fósiles uruguayos.

FORMACIÓN CORDOBÉS

Si bien desde las primeras descripciones de Méndez Alzola no se han registrado grandes novedades, tampoco se han revisado a fondo los diferentes grupos; habiéndose actualizado la nomenclatura de tanto en tanto. Por ejemplo, no se han ilustrado componentes de esta fauna desde 1939, si exceptuamos las breves contribuciones de Méndez Alzola y Sprechmann (1973 a y b). Hemos considerado de interés, entonces, brindar fotografías de algunas de las especies (Láminas I y II).

Los **braquiópodos** destacan por su abundancia, en especial *Orbiculoidea* y *Australocoelia*, y son citadas alrededor de 30 especies. Los inarticulados se encuentran preservados con conchilla, la que supuestamente mantendría su composición original, en tanto que los articulados solamente se hallan en forma de molde. Una revisión de los braquiópodos con criterios actuales seguramente reducirá sustancialmente el número de especies presente (especialmente de inarticulados), el que se encuentra sobrevalorado, ya que muchas de ellas se basan en pequeñas diferencias de forma o tamaño, que podrán ser atribuidas a variación intrapoblacional y etaria. También es muy posible que los especímenes designados como *Lingula* pertenezcan al género *Dignomia*, tal como en algún caso son referidos en Sprechmann *et al.* (1993). No hay por el momento, de todos modos, una revisión que lo avale.

De acuerdo con las referencias estarían representadas alrededor de 15 especies de **trilobites**, pertencientes a las familias Calmoniidae y Homalonotidae. Algunos autores han hecho referencia al material uruguayo, pero sólo a través de las publicaciones de Méndez Alzola, no habiendo sido revisado directamente el material.

Se ha citado unas 20 especies de **bivalvos**. En este caso, la fauna uruguaya ha sido apenas revisada directamente (Kotzian 2003). En otros casos los comentarios se han basado en la bibliografía o en referencias indirectas. Al igual que en el caso de los braquiópodos, el número de especies de bivalvos es “inflacionario”, hecho ya mencionado en lo referente al género *Nuculites* por Sprechmann *et al.* (1993). En contraste solamente se conocen unos pocos ejemplares de **gasterópodos** incluidos en los taxones de rango genérico *Bucanella*, *Plectonotus* y *Platyostoma*.

Dentro de los **equinodermos** fue mencionado el ofiuroideo *Encrinaster pontis* por Méndez Alzola (1938) y Sprechmann *et al.* (1993), pero nunca

figurado. Daners (1990) reportó la presencia de placas de pedúnculos de crinoideos, elementos sumamente escasos, en tanto que Gaucher *et al.* (1996) indicaron la presencia de placas de equinoideos basales ("palaechinoida").

También se han hallado algunas especies de **tentaculítidos** y de **conuláridos**, siendo este último el único grupo de macrofósiles de rango superior agregado luego de 1938 (Méndez Alzola y Sprechmann 1973b).

En cuanto a los **microfósiles,** Martínez Macchiavello (1968), Pöthe de Baldis (1977) y Oliveira (1997) han descripto cutículas, esporas, quitinozoarios y acritarcas, siendo especialmente valorada por los autores la especie *Tyligmasoma alargada,* fósil guía del piso Emsiense.

Sprechmann *et al.* (1993) mencionan **icnofósiles** que formarían parte de las icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana.*

El conocimiento de la tafonomía y paleoecología de las asociaciones de esta formación es muy escueto, limitándose a las comunicaciones de Sprechmann *et al.* (1993) y Gaucher *et al.* (1996).

Francis (1975) creó la Zona de Agrupamiento de *Australocoelia tourteloti*, que se corresponde con la fauna de la Formación Cordobés, con sección tipo en el Paso de la Cruz del Arroyo Cordobés, el afloramiento "clásico" de esta Formación. Esta Zona no ha sido mencionada posteriormente como tal.

Paleoecología y paleoambientes

Los fósiles mencionados son indicativos de un ambiente netamente marino, con clara presencia de grupos estenohalinos como los braquiópodos articulados y equinodermos.

Las asociaciones de la Formación Cordobés fueron dividas en dos grupos ("comunidades") por Sprechmann *et al.* (1993), aunque no se explicita su fundamento:

i) de "*Orbiculoidea baini–Australocoelia tourteloti* y Lingulidae div. spp." propia del intermareal y marino somero, correlacionada con la icnofacies de *Skolithos*, y
ii) de "*Australocoelia tourteloti*", de ambientes normal marinos, con una batimetría de hasta 50 metros, correlacionada con la icnofacies de *Cruziana*.

Varios autores han coincidido en que las concentraciones fosilíferas de la Formación Cordobés, asociadas a los niveles de areniscas interestratificados a la sucesión pelítica, se deben a eventos de alta energía que afectaban la plataforma (corrientes de turbidez según Bossi & Navarro 1991; tempestitas distales según Veroslavsky 1994; Gaucher *et al.* 1996).

Edad

Desde la primera publicación hasta hoy en día, tanto las asociaciones macrofosilíferas como posteriormente las micropaleontológicas han servido para ubicar en el Devónico Temprano a la Formación Cordobés, y por extensión a las formaciones Cerrezuelo y La Paloma. La argumentación fundamental a este respecto la ha dado la comparación con otras faunas, fundamentalmente la de la Formación Ponta Grossa de la Cuenca de Paraná.

En particular ha sido destacado el valor cronológico del braquiópodo *Australocoelia tourteloti* y el acritarca *Tyligmasoma alargada* como indicadores del Emsiense. En el primer caso, sin embargo, existe la posibilidad de que su rango temporal sea más extenso. En el segundo, lo es (Oliveira, 1997). Además, de acuerdo con Grahn *et al.* (2000), los quitinozoarios estarían indicando que parte de la Fm. Ponta Grossa pertenecería al piso inmediatamente más antiguo (Pragiense).

Biogeografía y Paleoecología

Los geólogos y paleontólogos alemanes Rudolf Richter (1881-1957) y su esposa Emma Hüther Richter (1888-1956) acuñaron el nombre Provincia Malvinocáfrica en 1942, para caracterizar una fauna de trilobites de marcado endemismo, localizada en el Silúrico y Devónico del Hemisferio Sur, y que incluiría por supuesto nuestro territorio. Este endemismo propio de las faunas australes –y no solamente de trilobites– y al mismo tiempo las similitudes entre ellas, de hecho ya venían siendo usados como elementos de correlación desde las primeras menciones a nuestro Devónico.

El concepto de Provincia Malvinocáfrica resultó exitoso y permanece hasta el día de hoy; algunos autores consideran que se trata más bien de una Región o Dominio (categoría biogeográfica mayor), integrada por varias provincias (ver más adelante).

Otros autores encontraron similares patrones de endemismo para los braquiópodos y han utilizado el nombre de esta provincia o región para

este grupo o para toda la fauna en general. De todos modos, el diferenciador fundamental de esta unidad sigue siendo los trilobites, destacándose la Familia Calmoniidae como exclusiva. Los trilobites han permitido realizar estudios afinados, aun cuando siguen existiendo problemas taxonómicos vinculados a un desigual conocimiento de las diferentes áreas. En este contexto, dentro del Reino Malvinocáfrico existiría –por ejemplo para Eldredge y Ormiston (1979)– una Provincia Brasileña, que incluiría Brasil y Uruguay (Fig. 1), teniendo entre otros, al género *Paracalmonia* como característico.

La fauna malvinocáfrica habitó aguas frías; así lo indica su carencia de grupos característicos del más cálido dominio boreal, como los corales, y la baja diversidad (al menos en braquiópodos, no tan válido para trilobitas). Esto es coherente con la posición geográfica de Gondwana inferida para aquella época.

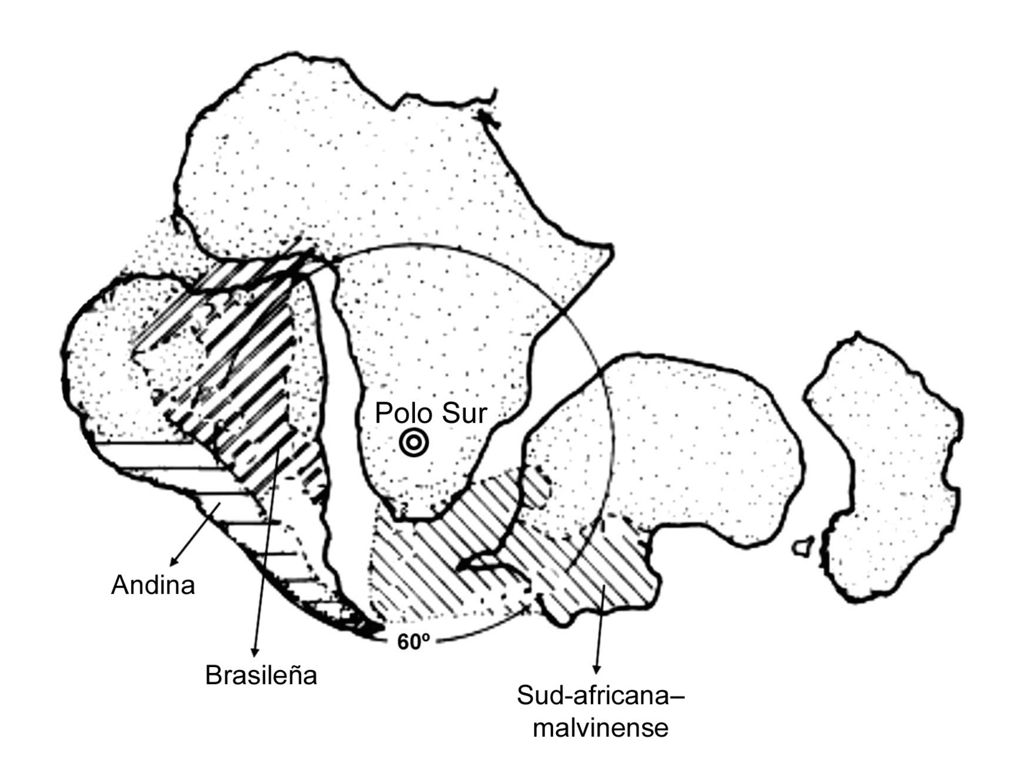


Figura 1 – *El Reino Malvinocáfrico y sus Provincias, de acuerdo con Eldredge y Ormiston (1979).*

FORMACIÓN LA PALOMA

Al igual que para la Formación Cerrezuelo, los datos sobre fósiles de esta unidad son muy escasos. Bossi (1966) menciona dos ejemplares mal conservados de estrellas de mar, tentaculítidos y serpulítidos. Los equinodermos del género *Encrinaster*, mencionados por Figueiras (1987) y Preciozzi *et al.* (1985) sin más fundamentación, probablemente hayan sido reinterpretaciones de aquellas “estrellas de mar”, las que a su vez son referidas como el icnofósil *Asteriacites* por Sprechmann *et al.* (1993), quienes también mencionan otras trazas. La asignación de las “estrellas de mar” a *Asteriacites* descartaría, al menos para este caso, que la presencia de fósiles en esta Formación se deba a retrabajo, como sospecharan algunos autores. Sprechmann *et al.* (1993) también mencionan el braquiópodo *Dignomia lepta* y el bivalvo *Nuculites*, ambos presentes también en la Formación Cordobés.

Bibliografía

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 411pp.

Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay. 1*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 453 pp.

Botella HC, Gaucher C & Sprechmann P (2003): *Restos de acantodios de la Formación Cordobés del Devónico de Uruguay*. Ameghiniana 40(supl.), Resúmenes p.81R.

Boucout AJ (1971): *Malvinokaffric Devonian marine community distribution and implications for Gondwana.* Anais da Academia Brasileira de Ciências 43(supl.): 23-49.

Boucout AJ (1985): *Late Silurian Early Devonian biogeography, provincialism, evolution and extinction*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London B 309: 323-339.

Clarke JM (1913): *Fósseis Devonianos do Paraná*. Monografía do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1: 1-353.

Daners G (1990): *Presencia de crinoideos (Echinodermata) en la Formación Cordobés (Devónico Inferior, Uruguay).* Rev. Sociedad Uruguaya de Geología (2ª época), 4: 47-48.

Eldredge N & Ormiston AR (1979): *Biogeography of Silurian and Devonian Trilobites of the Malvinokaffric Realm*, pp. 147-167 de Gray J & Boucot AJ (eds): *Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment.* Oregon State University Press.

Figueiras A (1976): *Revisión de las especies uruguayas actuales y fósiles de la subclase Palaeotaxodonta Korobkov, 1954 (Mollusca: Bivalvia).* Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay, 4(28): 59-92.

Figueiras A (1989): *Fauna Eodevónica del Uruguay*. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay, 7(52-53): 41-56.

Figueiras A (1991): *Fauna Eodevónica del Uruguay*. Rev. Técnica YPFB, 12(1): 57-64.

Figueiras A & Broggi J (1968): *Estado actual de nuestros conocimientos sobre los moluscos fósiles del Uruguay*, *Parte III*. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 2(15): 279-313.

Francis JC (1975): *Esquema bioestratigráfico regional de la República Oriental del Uruguay.* Actas del I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Tucumán, 2: 539-568.

Gaucher C, Sprechmann P & Barnech RJ (1996): *Contribución a la Tafonomía, Paleoecología y Sedimentología de la Formación Cordobés (Devónico Inferior, Uruguay).* Simpósio Sul Americano do Siluro–Devoniano. Estratigrafia e Paleontologia, Anais, Ponta Grossa, pp. 147-165.

Grahn Y, Pereira E & Bergamaschi S (2000): *Silurian and Lower Devonian Chitinozoan Bisotratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay*. Palynology, 24: 147-176.

Kotzian CB (1999): *A new Devonian species of* Goniophora *(Mollusca: Bivalvia) from Paraná Basin, Brazil*. Boletim de Resumos XVI Congresso Brasileiro de Paleontologia (Ceará), 53.

Kotzian CB (2003): *A new Devonian Modiolopsidae (Mollusca: Bivalvia) from the Ponta Grossa Formation, Paraná Basin, Brazil.* Pesquisas em Geociências, 30(2): 27-32.

Lambert R & Méndez Alzola R (1938): *Un nuevo yacimiento fosilífero Devónico en el departamento de Durazno*. Inst. Geol. del Uruguay, Bol. 24: 169-174.

Marchioro A, Kotzian CB & Ilha Simões R (1998): *Bellerofontinas (Mollusca: Gastropoda?) Devonianos do estado do Paraná (Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná): Gênero* Bucanella *Meek, 1871*. Ciência e Natura, 20: 143-185.

Martínez Macchiavello JC (1968): *Quelques Acritarches d'un échantillon du Dévonien Inférieur (Cordobés) de Blanquillo, departément de Durazno, Uruguay.* Revue de Micropaléontologie, 11: 77-84.

Méndez Alzola R (1934): *Contribución al conocimiento de la fauna Devónica de Rincón de Alonso*. Instituto de Geología y Perforaciones, Boletín 21: 21-54.

Méndez Alzola R (1938): *Fósiles devónicos del Uruguay*. Instituto Geológico del Uruguay, Boletín 24: 3-115.

Méndez Alzola R & Sprechmann P (1973a): *Fauna del Devónico Temprano del Uruguay, I. Sobre representantes del género* Lingula *Bruguière, 1797 (Lingulacea, Lingulidae).* 5° Congreso Latinoamericano de Zoología, Trabajos, 1: 138-149.

Méndez Alzola R & Sprechmann P (1973b): *Fauna del Devónico Temprano del Uruguay, II. Sobre representantes de* Conularia *y* Mesoconularia *(Conulariidae, Conulariinae).* Revista de Biología del Uruguay, 1(2): 129-138.

Méndez Alzola R (1945): *Geología Histórica del Uruguay. Nuestros conocimientos sobre la evolución del mundo orgánico*. Inst. Estudios Sup. Montevideo, Apartado de los Anales del Consejo Nacional de Enseñanza Primaria y Normal, VII (3 y 4), pp. 1-73.

Morsch SM (1986): *Bivalves (Mollusca) na Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná–Devoniano). Revisão Sistemática*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 58: 403-431.

Oliveira S de F (1991): *Acritarcas e Prasinófitas da Formação Ponta Grossa (Devoniano) no flanco noroeste da Bacia do Paraná*. Dissertação Mestrado em Paleontologia e Estratigrafia, IG–USP, Brasil, 157 pp.

Oliveira S de F (1997): *Palinologia da seqüência devoniana da Bacia do Paraná no Brasil, Paraguai e Uruguai: implicações biocronoestratigráficas, paleoambientales e paleogeográficas.* Tese de Doutoramento, IG–USP, Brasil, 188 pp.

Pöthe de Baldis ED (1977): *Paleomicroplancton adicional del Devónico Inferior de Uruguay*. Rev. Española de Micropaleontología, 9(2): 235-250.

Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Carta Geológica del Uruguay (1:500.000)*. DINAMIGE, Montevideo, 90 pp.

Richter R & Richter E (1942): *Die Trilobiten der Weismes–Schichten am Hohen Venn, mit Bemerkungen über die Malvinokaffrische Provinz*. Senckenbergiana (Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforscheneden Gesellschaft) 25(1/2): 156-179.

Sprechmann P, Montaña J & Gaucher C (1993): *Devónico*, pp. 25-55 de Intendencia Municipal de Durazno (ed): *Geología del departamento de Durazno*. Intendencia Municipal de Durazno–Facultad de Agronomía.

Terra Arocena E (1926): *Nota sobre el piso de Itararé y los sedimentos marinos del Rincón de Alonso.* Instituto de Geología y Perforaciones, Boletín 8a: 3-20. Apartado de la Revista de la Asociación Politécnica del Uruguay, 20(217): 119-124, (218): 127-137, (219): 183-185.

Terra Arocena E & Méndez Alzola R (1939): *Contribuciones a la Geología del Uruguay.* Physis, 14: 115-142.

Veroslavsky G (1994): *Análise faciológica e estratigráfica do Devoniano da borda sul da bacia do Paraná, Uruguai*. Dissertação de Mestrado, IGCE–Universidade Estadual Paulista, São Paulo, 208 pp.

Walther K (1927): *Die Erbohrung von fossilführenden Devon in Uruguay*. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, B: 70-73.

Lámina I – *Algunos ejemplares tipo descriptos en Méndez Alzola (1938).*

1: Homalonotus magnus; 2: Acaste (Pennaia) devincenzii; 3: Acaste (Calmonia) signifer *var.* brevicaudata; 4: Homalonotus spatulirostris; 5: Acaste cordobesa; 6: Homalonotus caorsii. *Nomenclatura original. Escala gráfica = 1 cm.*

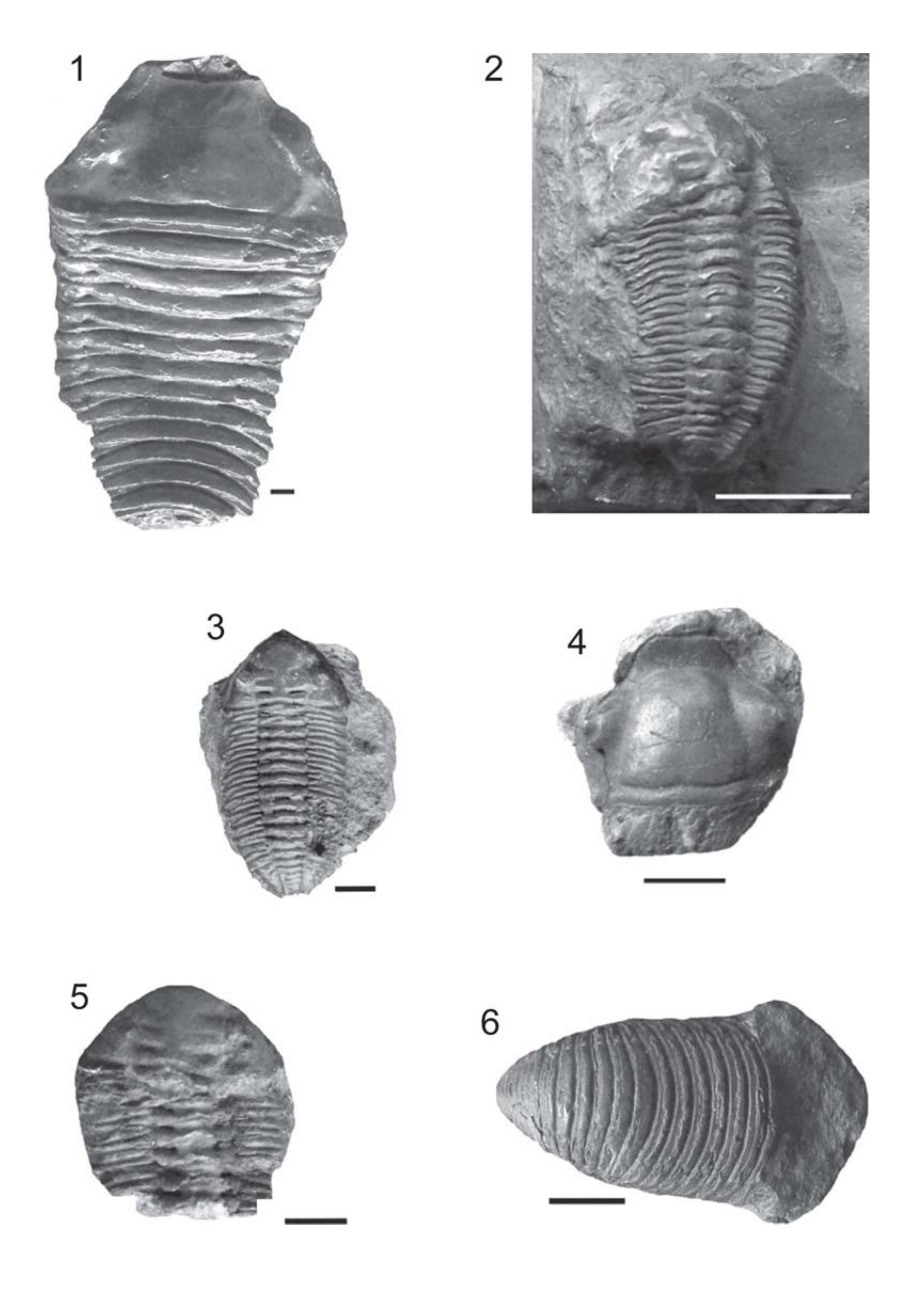
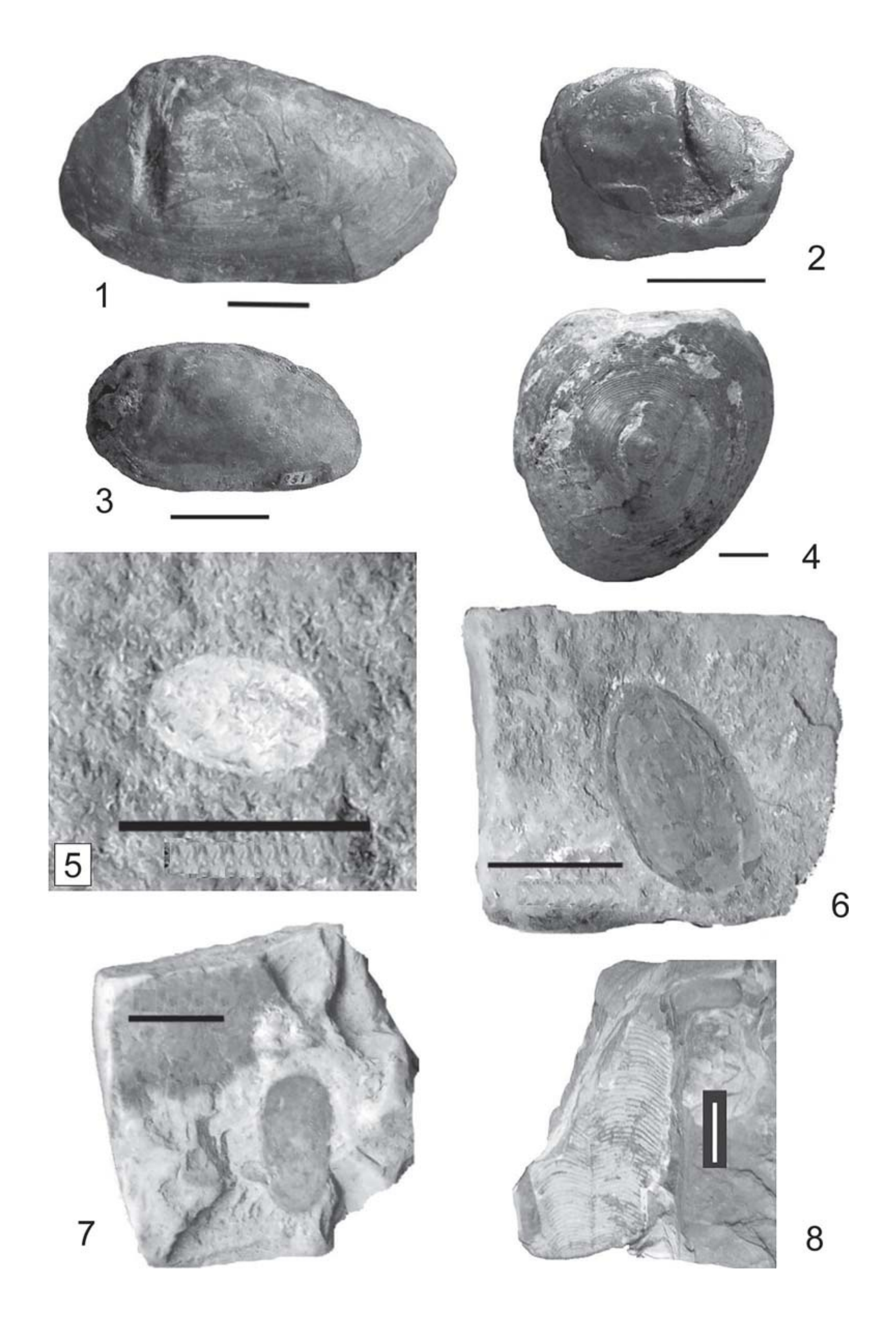

1
2
3
4
5
6

Lámina II – *Algunos ejemplares tipo descriptos en Méndez Alzola (1938) (figs. 1, 2, 4, 7); Méndez Alzola & Sprechmann (1973a) (figs. 5, 7); Méndez Alzola & Sprechmann (1973b) (fig. 8), y Kotzian (2003) (fig. 3).*
1: Nuculites clarkei; 2: Nuculites freitasi; 3: Modiolopsis clarkei *(paratipo)*; 4: Orbiculoidea doellojuradoi; 5: Lingula diminuta; 6: Lingula klappenbachi; 7: Lingula klappenbachi *(paratipo)*; 8: Mesoconularia ulrichana *var. alfa. Escala gráfica = 1 cm.*



1
2
3
4
5
6
7
8

CUENCA NORTE: ESTRATIGRAFÍA DEL CARBONÍFERO–PÉRMICO

Héctor de Santa Ana, César Goso y Gloria Daners

EN NUESTRO TERRITORIO, LAS ROCAS SEDIMENTARIAS DEPOSItadas durante el Carbonífero–Pérmico formaron parte de un extenso ámbito de sedimentación (Fig. 1), de más de 1.400.000 km^2, que por estas latitudes se lo conoce con el nombre de Cuenca Norte.

En Uruguay, la cuenca ocupa la región centro–Norte (Fig. 2) y sus actuales límites son erosivos y/o estructurales. Abarca una superficie aproximada de 90.000 km^2 y comprende a los departamentos de Artigas, Salto, Tacuarembó, Rivera y Paysandú y parcialmente a los de Cerro Largo, Durazno y Río Negro. Se han reconocido relictos neopaleozoicos de esta cuenca en el subsuelo de la plataforma continental uruguaya (Daners *et al.* 2003).

Los registros sedimentarios de la cuenca revelan una sedimentación de tipo intracratónica y de naturaleza policíclica, lográndose reconocer algunos eventos y/o ciclos que también están presentes en otras cuencas gondwánicas (*vide* Capítulo I).

La evolución de las rocas sedimentarias permocarboníferas en la cuenca evidencian una evidente y paulatina continentalización del amplio mar abierto hacia el Oeste y que tenía como nivel de base al océano Panthalassa (*vide* Fulfaro *et al.* 1982). Ese amplio mar progresivamente se transformará en un mar interior a medida que los orógenos paleozoicos que se procesaron en la margen occidental de Gondwana se desarrollen y terminen por interrumpir la conexión oceánica (Milani & Ramos 1998, Milani 2004).

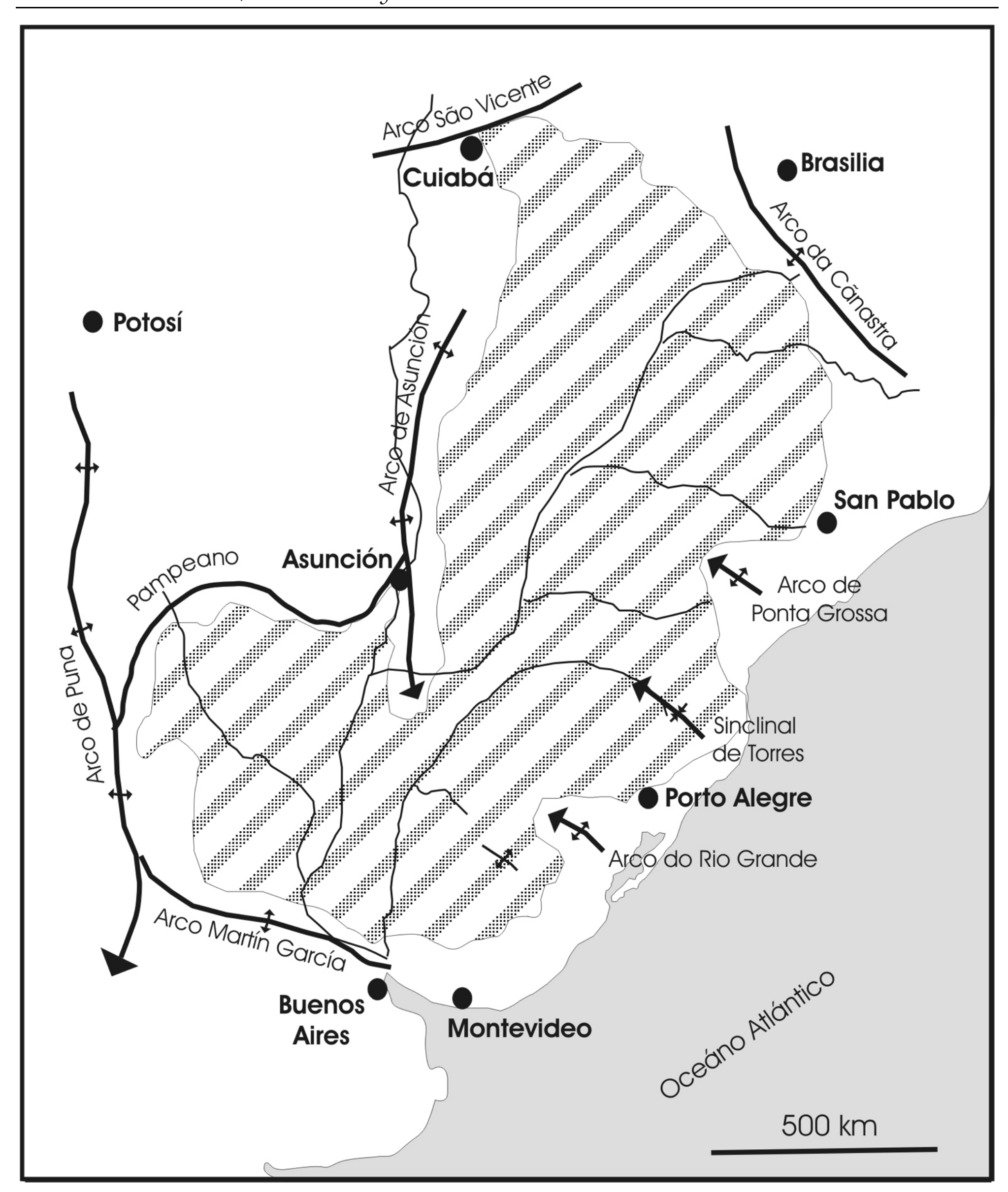


Figura 1 – *La Cuenca Paraná y sus principales elementos estructurales.*
(Modificado de Petri & Fulfaro 1988).

En ese contexto, la evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Norte está relacionada a distintas situaciones paleogeográficas y contextos geológicos que se sucedieron desde el Carbonífero hasta finales del Pérmico. Sus primeros registros están íntimamente ligados a la glaciación gondwánica mientras que los últimos, de naturaleza continental, a la instalación de un

borde activo situado en el margen sudoccidental del continente Gondwana (*vide* Capítulo I). En este capítulo, se hace referencia a los aspectos estratigráficos de las unidades que componen el registro rocoso acumulado durante el Carbonífero–Pérmico.

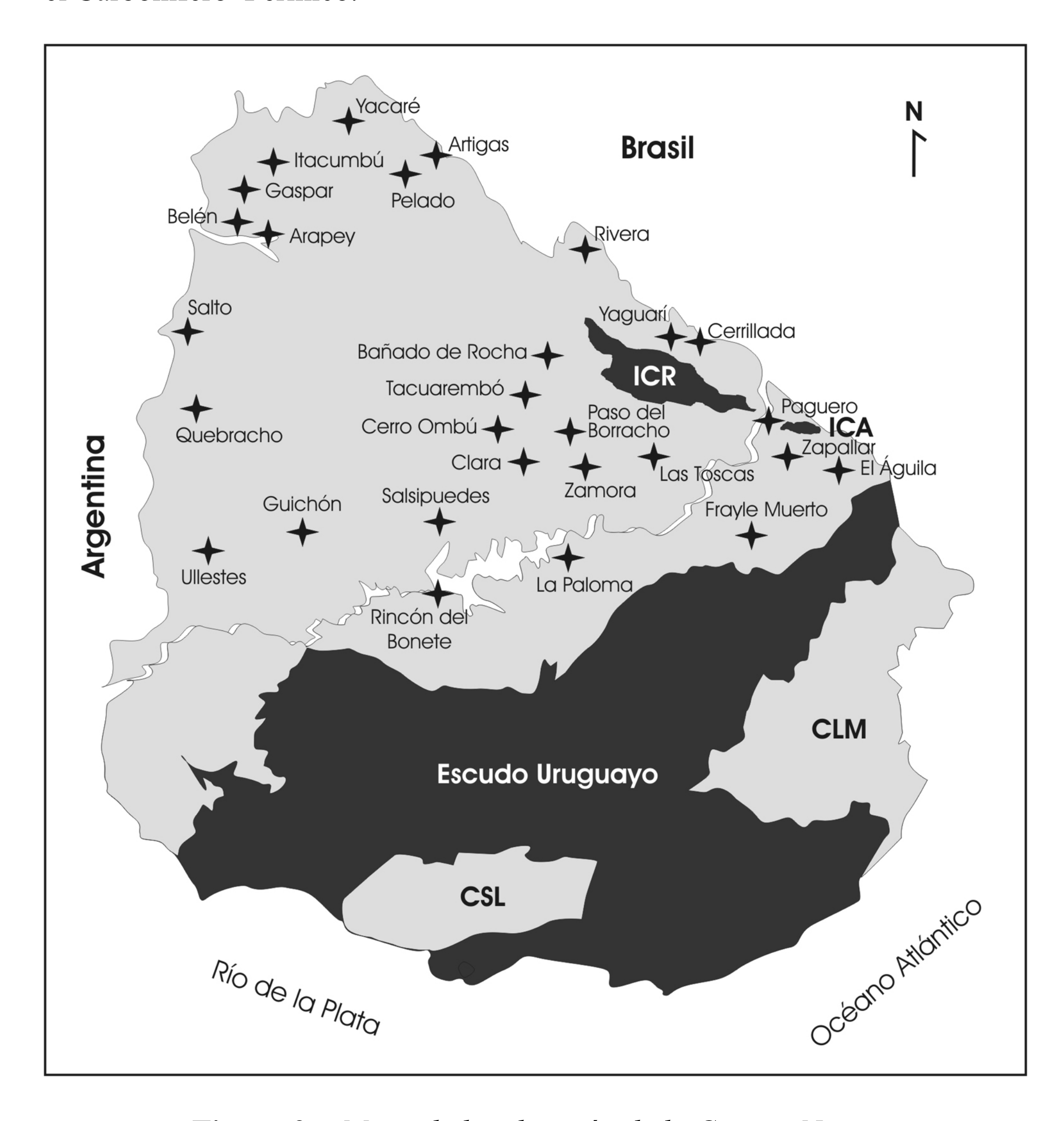


Figura 2 – *Mapa de localización de la Cuenca Norte.*
Se señalan los principales pozos: ICR = *Isla Cristalina de Rivera,* ICA = *Isla Cristalina de Aceguá,* CLM = *Cuenca Laguna Merín,* CSL = *Cuenca Santa Lucía.*

Las formaciones que integran la megasecuencia permocarbonífera del denominado Grupo Cerro Largo (Goso 1995, Goso *et al*. 1996) son: San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar,

Yaguarí y Buena Vista. Los criterios para la definición y descripción de las unidades consideraron, de una forma general, las propuestas litoestratigráficas formuladas por Bossi (1966), de Santa Ana (1989), de Santa Ana & Ucha (1994) y Andreis *et al.* (1996b).

El cuadro estratigráfico propuesto en la Figura 3 se basa en de Santa Ana (2004) y resulta de la integración de la información de superficie y subsuelo de los pozos profundos de las sucesivas campañas exploratorias de hidrocarburos. A ella se le suma una importante base de datos e información de naturaleza sedimentológica, estratigráfica, petrográfica, paleontológica, geofísica y geocronológica. En la Figura 4 se ilustran las principales localidades referidas en el capítulo.

<table>
<tr><th>GRUPO</th><th>FORMACIÓN</th><th>MIEMBRO</th><th>EDAD</th></tr>
<tr><td rowspan="8">CERRO LARGO</td><td>Buena Vista</td><td>Cerro Conventos
Colonia Orozco</td><td>Pérmico Tardío</td></tr>
<tr><td>Yaguarí</td><td>Superior
Inferior</td><td>Pérmico Medio</td></tr>
<tr><td>Paso Aguiar</td><td rowspan="3"></td><td rowspan="5">Pérmico Temprano</td></tr>
<tr><td>Mangrullo</td></tr>
<tr><td>Frayle Muerto</td></tr>
<tr><td>Tres Islas</td><td>Superior (Cerro La Valeriana)
Inferior</td></tr>
<tr><td>Cerro Pelado</td><td></td></tr>
<tr><td>San Gregorio</td><td></td><td>Carbonífero Tardío–
Pérmico Temprano bajo?</td></tr>
</table>

Figura 3 – *Columna litoestratigráfica del Permo–Carbonífero de la Cuenca Norte.*[1]

1. No se ha incluido en el cuadro estratigráfico la unidad Haz de Corral de Piedra definida por Bossi *et al*. (1990). Se trata de un importante hallazgo en la región homónima del departamento de Cerro



Figura 4 – *Mapa de ubicación de las principales localidades referidas en el texto.*

Un aspecto que merece una mención particular por la dimensión que adquiere para la comprensión de la evolución geológica de la cuenca, es la asignación temporal de sus unidades sedimentarias. Hasta la actualidad, la mayor parte de ese conocimiento se basó en estudios biocronológicos de su sección paleozoica y en los *data* establecidos por las rocas ígneas en la cuenca.

Vale recordar que, con relación a la bioestratigrafía, el marco palinoestratigráfico propuesto por Daemon & Quadros (1970) resultó una referencia para la Cuenca Paraná y áreas gondwánicas vecinas, aunque luego sufrió sucesivas modificaciones. Este aporte, si bien significó un avance sustancial para la comprensión de la estratigrafía, correlación y paleontología de las sucesiones permocarboníferas de la Cuenca Paraná, siempre estuvo

Largo. Esta unidad está constituida por filones básicos verticales (microgabros), con rumbo general NNE y de forma contorneada. Su desarrollo abarca un área de poco más de 30 km^2 y tiene por caja las litologías del cinturón Cuchilla Dionisio. La datación radimétrica de estos cuerpos resultó en 265 ±33 Ma (comunicación personal del investigador brasileño Koji Kawashita en 1989 *in* Bossi & Ferrando 2001).

acompañado de numerosas controversias entre las edades derivadas de la zonación palinológica y los otros grupos fósiles presentes en la cuenca (*vide* Capítulo VII).

Recientemente, con la identificación de niveles con cenizas en las distintas unidades que componen la columna de la cuenca en territorio brasileño y uruguayo, se ha comenzado un proceso de ajuste cronoestratigráfico de las secuencias permocarboníferas con resultados contrastantes.

Basei *et al.* (2004) comunicaron edades radimétricas para diferentes unidades de la Cuenca Paraná que, consistentes con el apilamiento estratigráfico, resultaron aproximadamente 30 Ma más antiguas que las edades paleontológicas (palinológicas) generalmente atribuibles a las formaciones datadas.[2]

Los datos geocronológicos, a medida que se vayan incrementando, permitirán acotar la incertidumbre temporal de la depositación y tiempos de sedimentación que pesan sobre algunos tramos del registro y, de esta forma, se avanzará en muchos aspectos que, hasta el momento, eran de difícil explicación en la evolución de la cuenca. En particular, para los geólogos siempre resultó controversial explicar las importantes velocidades de sedimentación y razones de subsidencia necesarias para los tiempos de depositación de algunas unidades sedimentarias en el interior del área cratónica de la Cuenca Paraná (*vide* Milani 2004).

FORMACIÓN SAN GREGORIO

La Formación San Gregorio reúne a un conjunto de rocas sedimentarias cuyo atributo litológico distintivo es la variabilidad faciológica representada por diamictitas, tillitas, areniscas, pelitas y ritmitas.

Esta unidad está asociada a condiciones depositacionales glaciogénicas y cuyos términos se localizan en el borde Sur de la Cuenca Norte. Se le asigna una edad Carbonífero Tardío–Pérmico Temprano bajo?.

2. En la Universidad de Canberra (Australia) se dataron circones de la sucesión de niveles centimétricos de cenizas volcánicas intercaladas en la Formación Mangrullo resultando en 269,8 ±4,7 Ma y 279 ±6,4 Ma (Cañada del Barón, departamento de Cerro Largo) y de los bancos métricos de cenizas asociados al tercio superior de la Formación Yaguarí resultando en 277 ±8,1 Ma (Bañado de Medina, departamento de Cerro Largo). Estos datos fueron comunicados por Antonio de Rocha Campos (Universidade de São Paulo) en el 2005.

Antecedentes

La Formación San Gregorio fue reconocida originalmente por White (1908) y definida como "Conglomerados de Orleans" por Guillemain (1911). Posteriormente, Marstrander (1915), Llambías de Olivar (1918), Walther (1919, 1924), Terra Arocena (1926), Du Toit (1927) y Falconer (1931, 1937), se refieren a estos depósitos con la terminología estratigráfica de las regiones de Brasil, tal como "Estratos de Tubarão", "Estratos y Capas de Itararé" o "Serie Itararé".

La primera cita con referencia geográfica a nuestro país ("Conglomerado de San Gregorio") fue introducida por Caorsi & Goñi (1958) en referencia a la localidad de San Gregorio de Polanco ubicada sobre la margen derecha del Río Negro. Bossi (1966) y Bossi *et al.* (1975) señalaron dificultades para la separación y mapeo de las areniscas de la Formación San Gregorio y la suprayacente Formación Tres Islas, por lo que propusieron su agrupamiento en lo que definieron como "Formación San Gregorio–Tres Islas". Preciozzi *et al.* (1985) cartografiaron por separado a la Formación San Gregorio de la Formación Tres Islas.

Goso & de Santa Ana (1986), a partir de datos de superficie y subsuelo, identificaron para la Formación San Gregorio dos ciclos depositacionales: uno inferior, geográficamente restringido al valle del Río Negro y áreas adyacentes (predominando diamictitas, conglomerados, areniscas y, secundariamente, pelitas, ritmitas grises, rojos y amarillos); y un ciclo superior, de gran extensión areal con expresivo desarrollo hacia el Noroeste de la cuenca (predominando pelitas, subordinadamente diamictitas finas y areniscas finas). De Santa Ana (1989) separó esos dos grandes conjuntos en lo que denominó "facies proximales" y "facies distales". Andreis *et al.* (1993), bajo un enfoque estratigráfico similar, advirtieron la posibilidad de separar dentro de la Formación San Gregorio a las "secuencias glaciales" (o subglaciales) de las "secuencias glaciomarinas".

De Santa Ana (2004) propuso la división de la Formación San Gregorio en el sentido de Goso (1995), en dos formaciones: San Gregorio y Cerro Pelado. La propuesta retuvo el nombre consagrado para la unidad basal, ya que se ajusta a las características litológicas distintivas por las cuales se había discriminado y definido originalmente a esta unidad en el área tipo. Asimismo, ajustó su distribución, límites y linderos estratigráficos para esta nueva definición.

Nombre y área tipo

La sección tipo se ubica en la margen izquierda del Río Negro, en el departamento de Durazno, a lo largo de una extensa faja de afloramientos que se desarrollan en las barrancas frente a la ciudad de San Gregorio de Polanco (departamento de Tacuarembó). Esta región debe ser considerada como el holoestratotipo de la unidad donde pueden observarse la mayoría de las litologías que reúne la Formación San Gregorio (Lámina I: A).

Otras secciones aflorantes se exponen en las márgenes del Río Negro, desde el puente del km 329 de la Ruta 6, hasta Paso del Gordo. Se suman a las anteriores las secciones expuestas en el Cerro Guazunambí, al Sur del departamento de Cerro Largo (*vide* Goso, 1995); en la Ruta 7 a 3 km al Sur de la localidad de Cerro de las Cuentas (Estancia Las Moras); en la Ruta 8 entre los km 377 y 378, donde Ferrando & Andreis (1986) definieron el paraestratotipo de la unidad y donde aflora una importante sucesión de ritmitas con *dropstones,* diamictitas y areniscas conglomerádicas. Además, en la localidad de Paso del Puerto en la margen izquierda del Río Negro, junto al cruce de la Ruta 3 (departamento de Flores) se desarrollan términos sedimentarios con fuerte connotación glaciogénica.

Litologías

La Formación San Gregorio posee una gran heterogeneidad litológica. Predominan las diamictitas, areniscas desde muy finas a gruesas, conglomerados y ritmitas, con arreglos que en general, son granodecrecientes, donde en conjunto predominan las tonalidades vivas como rojo, púrpura, marrón amarillento, ocre y secundariamente gris. Ocasionalmente, aparecen niques neptúnicos asociados a los términos más basales de la formación. Las diamictitas son tanto masivas como estratificadas, con textura matriz–sostén de arena muy fina, limo y arcilla, con geometrías que evidencian flujos muy cohesivos. Los conglomerados aparecen asociados a los niveles arenosos gruesos y son masivos y gradados, bien cementados, violetas y amarillentos.

Las areniscas en general son de tonalidades claras. Las masivas son finas, cuarzo–feldespáticas y presentan estructuras en "llama" o de escapes de fluidos; y las estratificadas son cuarzosas y cuarzo–feldespáticas y algo micáceas, bien cementadas, desde muy finas a medias exponiendo laminación gradada, horizontal, ondulante y cruzada tipo *ripple-drift*. Los finos están representados por ritmitas de una fina laminación horizontal, constituídos por arena fina a muy fina, limos y arcillas que muestran espesores variables entre 2 y 15

mm. Son muy frecuentes las alternancias de colores grises claros y oscuros, las microconvoluciones, pequeñas fracturaciones y las bioturbaciones; como así también *dropstones* que pueden alcanzar diámetros del orden métrico.

Los datos litológicos y geofísicos provenientes de las diagrafías de los pozos Salsipuedes, Guichón y Ulleste (Fig. 2) muestran las secciones de subsuelo más completas de la unidad, donde se reconocen la superposición de varios ciclos de tendencia granodecreciente, integrados por espesas secciones de diamictitas arenosas y areniscas conglomerádicas, areniscas gruesas a muy finas, pelitas y arcillitas rojizas calcáreas en el tope de los ciclos.

Distribución y potencia

La distribución de la Formación San Gregorio se restringe al borde Sur de la Cuenca donde evidencia un fuerte control de dirección E–W; hacia el Este los controles depositacionales indican direcciones predominantemente NW–SE. Los límites depositacionales de esta unidad hacia el Sur están definidos por el Alto que conforman los bloques de Piedra Alta y Nico Pérez (*vide* Capítulo II); el borde Norte de esta fosa o paleovalle del Río Negro está definido por un Alto que se proyecta con dirección E–W, desde las ciudades de Colón (Argentina) y Paysandú, hasta la localidad de Tacuarembó donde se localiza el pozo homónimo. En el Nordeste y Este el desarrollo de la Formación San Gregorio está en la Isla Cristalina de Rivera y Aceguá (Fig. 2), donde casi no se preservaron registros de la unidad.

El mapa de isópacas de la Formación San Gregorio (Fig. 5) muestra que la potencia máxima es de 330 m en el pozo Salsipuedes. En subsuelo, esta unidad se reconoce en los pozos: Guichón (290 m), Ulleste (255 m), Paso Borracho (33 m), Cuchilla Zamora (142 m), Tacuarembó (20 m) y Las Toscas (9 m), estando ausente o con muy delgados espesores en el resto de los pozos de la Cuenca.

Relaciones de contacto

Las relaciones estratigráficas de la Formación San Gregorio son de contactos basales de naturaleza discordante con el sustrato erosionado de la secuencia devónica y/o el Escudo Uruguayo. Esto se observa a lo largo de varias secciones aflorantes en los departamentos de Cerro Largo, Durazno y Río Negro. Un ejemplo a destacar, a pocos kilómetros al Sur del Cerro de las Cuentas (Ruta 7), son los depósitos diamictíticos gruesos y relictuales tillitas basales que muestran la superficie pulida y estriada (Lámina I: B). Por otra

parte, contactos discordantes de la Formación San Gregorio con las rocas sedimentarias devónicas se exponen en los alrededores de las localidades de Arévalo, la Estancia del Estado (en Blanquillo) y en los alrededores de Paso del Gordo y La Paloma (departamento de Durazno).

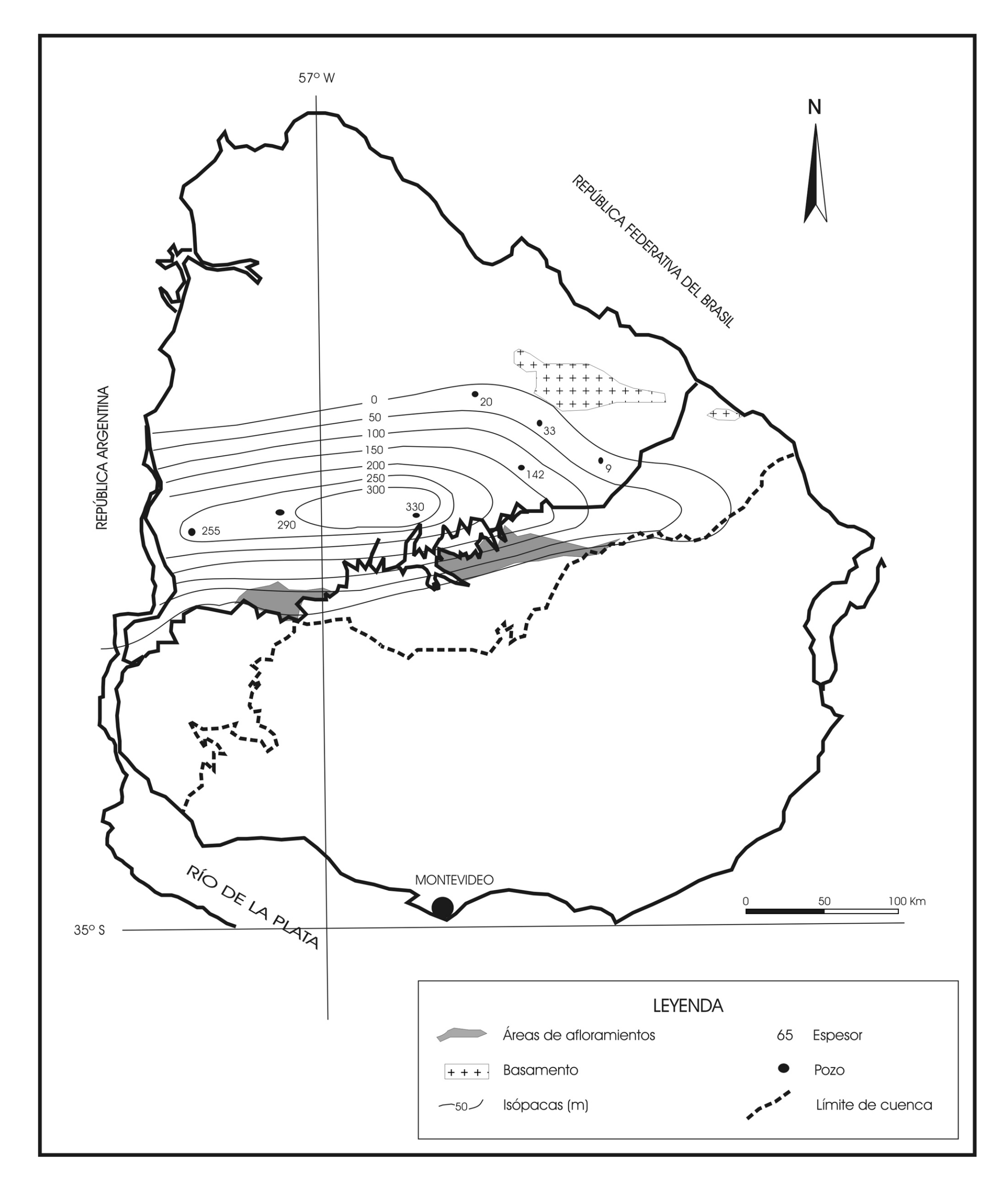


Figura 5 – *Mapa de isópacas de la Formación San Gregorio.*
(Fuente: de Santa Ana 2004)

En relación con el contacto superior de la unidad, los datos de subsuelo de los pozos Tacuarembó, Cuchilla de Zamora, Las Toscas y la perforación minera Nº 4 en el área de Guazunambí (*vide* Goso 1995), muestran relaciones concordantes con las lutitas y pelitas (a veces algo carbonosas) de origen marino a prodeltaico de la suprayacente Formación Cerro Pelado. Con esta unidad también muestra relaciones laterales transicionales en el sector centro y Sur de la cuenca.

En extensos sectores de la cuenca, la Formación San Gregorio muestra relaciones discordantes con las unidades suprayacentes: con la Formación Frayle Muerto (*e.g.* pozo Clara, departamento de Tacuarembó), con la Formación Buena Vista (*e.g.* pozos Salsipuedes, Guichón y Ulleste), y con los basaltos de la Formación Arapey (*e.g.* pozo Rincón del Bonete).

En los afloramientos que se ubican al Sur de la cuenca, se observan contactos discordantes de la Formación San Gregorio con la Formación Buena Vista (región de San Jorge, departamento de Durazno) así como en los alrededores de la localidad de San Gregorio de Polanco.

Paleontología y edad

Según el alcance dado aquí a la Formación San Gregorio, esta unidad posee gran cantidad de macro y microfósiles de variada afinidad biológica. Martínez Macchiavello (1963), en lo que representa el primer estudio palinológico y micropaleontológico de nuestro país, describe varios tipos de esporas y granos de polen provenientes de un pozo realizado en el Departamento de Tacuarembó.

En la Formación San Gregorio se destacan, por su excepcional preservación, restos de peces (Beltan 1977, 1981, 1988) y cefalópodos (Closs 1967a, 1967b, 1969) en concreciones fosfáticas y carbonáticas que se encuentran en los términos basales de la unidad. La mayoría de estas concreciones provienen de la región de Paso de las Bochas, San Gregorio de Polanco y la desembocadura del Río Tacuarembó en el Río Negro.

No menos excepcional es la preservación tridimensional de gran cantidad de palinomorfos en la matriz de esas concreciones (Marques-Toigo 1970, 1973a, 1974; Ybert & Marques Toigo 1970; Daners & de Santa Ana 2003), que incluyen esporas, granos de polen y elementos asociados a ambientes acuáticos como acritarcas y algas. También en estas concreciones se ha encontrado poríferos (Kling & Reif 1969), radiolarios (Braun *et al.*

2003)[3], braquiópodos e icnofósiles (Balistieri *et al.* 2001, Sprechmann *et al.* 2001) y maderas de gimnospermas que no han sido estudiadas.

La edad de la unidad ha dado lugar a una larga controversia ya que los radiolarios, peces y cefalópodos presentes en las concreciones indicarían una edad Carbonífero Tardío (Beltan 1977, 1981; Closs 1967a, 1967b, 1969; Braun *et al.* 2003), mientras que el contenido palinológico proveniente de la matriz de las concreciones (Marques-Toigo 1973a,b) y de litologías de la base de la Formación San Gregorio *(e.g.* Cerro de las Cuentas y Paso de las Bochas) marcarían una edad Pérmico Temprano bajo (Daners & de Santa Ana 2003, Daners *et al.* 2004).

A pesar de que los macrofósiles y radiolarios presentes en la unidad indican en general una edad Carbonífero Tardío, y en función de la discusión actual de especialistas para ajustar la asignación temporal de los pisos de las propuestas palinoestratigráficas mas utilizadas (Daemon & Quadros 1970, Marques Toigo 1988 y Souza & Marques-Toigo 2001), se adopta aquí una edad Carbonífero Tardío–Pérmico Temprano bajo? para esta formación (*vide* Capítulo VI).

FORMACIÓN CERRO PELADO

Fue definida a efectos de separar, con un criterio operacional, a un conjunto de litologías de naturaleza esencialmente pelítica y pelítica–arenosa, de tonalidades grises, negras y castañas, con porcentajes variable de materia orgánica y que poseen una importante extensión areal en la Cuenca Norte (de Santa Ana 2004).

Antecedentes

El contenido litológico y distribución de la Formación Cerro Pelado fue originalmente establecido dentro de las "facies distales" por de Santa Ana (1989), criterio similar al que luego siguieron Andreis *et al.* (1993) al separar dentro de la Formación San Gregorio (*sensu* Goso 1995) las "secuencias glaciomarinas" de las "secuencias glaciales".

3. En las barrancas sobre la margen izquierda del Río Negro, casi frente a la localidad de San Gregorio, se constató que las "bochas fosilíferas" se encuentran *in situ* en pelitas asociables a ambiente glaciomarino. Esto confirma lo propuesto por Braun *et al.* (2003) con relación a las consideraciones y connotaciones estratigráficas en cuanto a la edad Carbonífera de esa sección de la unidad dada por los radiolarios.

Se trata de una sucesión sedimentaria de naturaleza esencialmente fina (lutitas, pelitas, diamictitas y areniscas finas) que representa un evento transgresivo que cubrió a las rocas sedimentarias de la Formación San Gregorio. Estas litologías también se apoyan sobre el propio Escudo Uruguayo, particularmente en la región Sudeste de la cuenca.

De Santa Ana *et al.* (1993), en el subsuelo de la región de la Cuchilla de Guazunambí (Cerro Largo Sur), definieron las facies y asociaciones de facies apiladas verticalmente para lo que corresponde aquí a esta unidad, su contenido palinológico y establecieron los mecanismos de transporte actuantes acompañados de consideraciones paleoambientales y paleogeográficas.

Nombre y área tipo

Su nombre deriva del accidente geográfico situado sobre la Ruta 26, a 8 km al Este de la ciudad de Melo donde la Formación Cerro Pelado alcanza unos 15 m de potencia (Lámina 1 C). Es en esta área donde muestra sus relaciones estratigráficas con las unidades supra e infrayacentes (formaciones San Gregorio y Tres Islas, respectivamente).

Al Sur de Melo, asociado a un sistema de fallas transcurrentes (Ruta 8 – Frigorífico PUL, ex Infrinsa), la Formación Cerro Pelado muestra relaciones de contacto discordantes con el basamento, localmente erosivas con la Formación Tres Islas (suprayacente); y contacto por fallas con la Formación San Gregorio y las margas pirobituminosas y fosilíferas de la Formación Mangrullo.

Litología y unidades

La Formación Cerro Pelado está constituida por arcillitas y lutitas, diamictitas finas, pelitas y fangolitas de tonalidades grises a negras y castañas. Ocasionalmente, aparecen intercalados delgados niveles de areniscas y diamicititas finas. Puede ser caracterizada en tres unidades que informalmente se denominan: inferior, media y superior.

La unidad inferior está constituida por arcillitas y lutitas finamente laminadas, de aspecto papiráceo, con restos carbonosos, con tenores medios de 1% de COT (Carbono Orgánico Total). La pirita es abundante y aparece en nódulos o diseminadas, el contenido palinológico es muy rico y en general, con importante aporte continental, al menos en superficie y subsuelo del sector Sudeste de la cuenca.

La unidad media reúne pelitas, fangolitas y diamictita*s* con matriz pelítica de tonalidades grises. En general, las diamictitas son masivas (con porcentaje variable de micas) pudiendo mostrar una gradación a pelitas arenosas micáceas y *wackes* grises, con porcentajes de materia orgánica menores a 0,4%. Se intercalan comúnmente cuerpos decimétricos a métricos de areniscas finas, blanco amarillentas y naranjas, con gradación y ripples de corriente.

La unidad superior reúne pelitas bioturbadas y ritmitas arenosas, con gradación, estratificación contorsionada, pliegues sinsedimentarios e intercalaciones de paquetes de areniscas. Ocasionalmente las ritmitas pueden presentar *dropstones* y bioturbaciones. Las areniscas son medias a finas, presentan tonalidades blanquecinas a grises claros, localmente rojizas, predominantemente cuarzosas, con granoselección normal, laminación plano–paralela y de tipo *climbing*.

La formación presenta una amplia extensión en la cuenca, constituyendo la unidad de mayor extensión areal de todas las que integran el permocarbonífero (Fig. 6). Los principales afloramientos de la unidad son reseñados por de Santa Ana (2004), destacándose los de la región de la "Azotea del Padre Alonso" y los situados al Este del Arroyo Frayle Muerto (departamento de Cerro Largo).

En subsuelo, la Formación Cerro Pelado aquiere gran desarrollo en el Noroeste, reconociéndose en los pozos: Salto (165 m), Quebracho (140 m), Yacaré (129 m), Pelado (128 m), Gaspar (85 m), Itacumbú (80 m), Belén (50 m) y Artigas (99 m). Particularmente, en esos pozos la unidad inferior (que se denomina Capa Yacaré) presenta porcentajes de materia orgánica con valores de hasta 1,5% de COT, de tipo amorfogénica (Tipo I) y de origen marino sustentado, más allá de las faciologías presentes, por la presencia de *Tasmanites* sp. (Dino 1988). La capa Yacaré está ausente en los pozos Belén, Gaspar e Itacumbú (Fig. 1) mientras que las unidades media y superior están presentes en todos los pozos profundos de la región Noroeste.

Relaciones de contacto

La Formación Cerro Pelado presenta contactos discordantes con el basamento cristalino en la región Este, Norte y Noroeste de la cuenca. Esto se observa, por ejemplo, en los pozos mineros de la región de la Cuchilla de Guazunambí y en las perforaciones profundas del sector central y Noroeste (Fig. 7). Análogas relaciones se observan con el basamento en pequeñas depresiones y fosas alargadas emplazadas en las fajas transcurrentes que afectan el basamento de la "Isla Cristalina de Rivera" (región de Amarillo–Moirones).

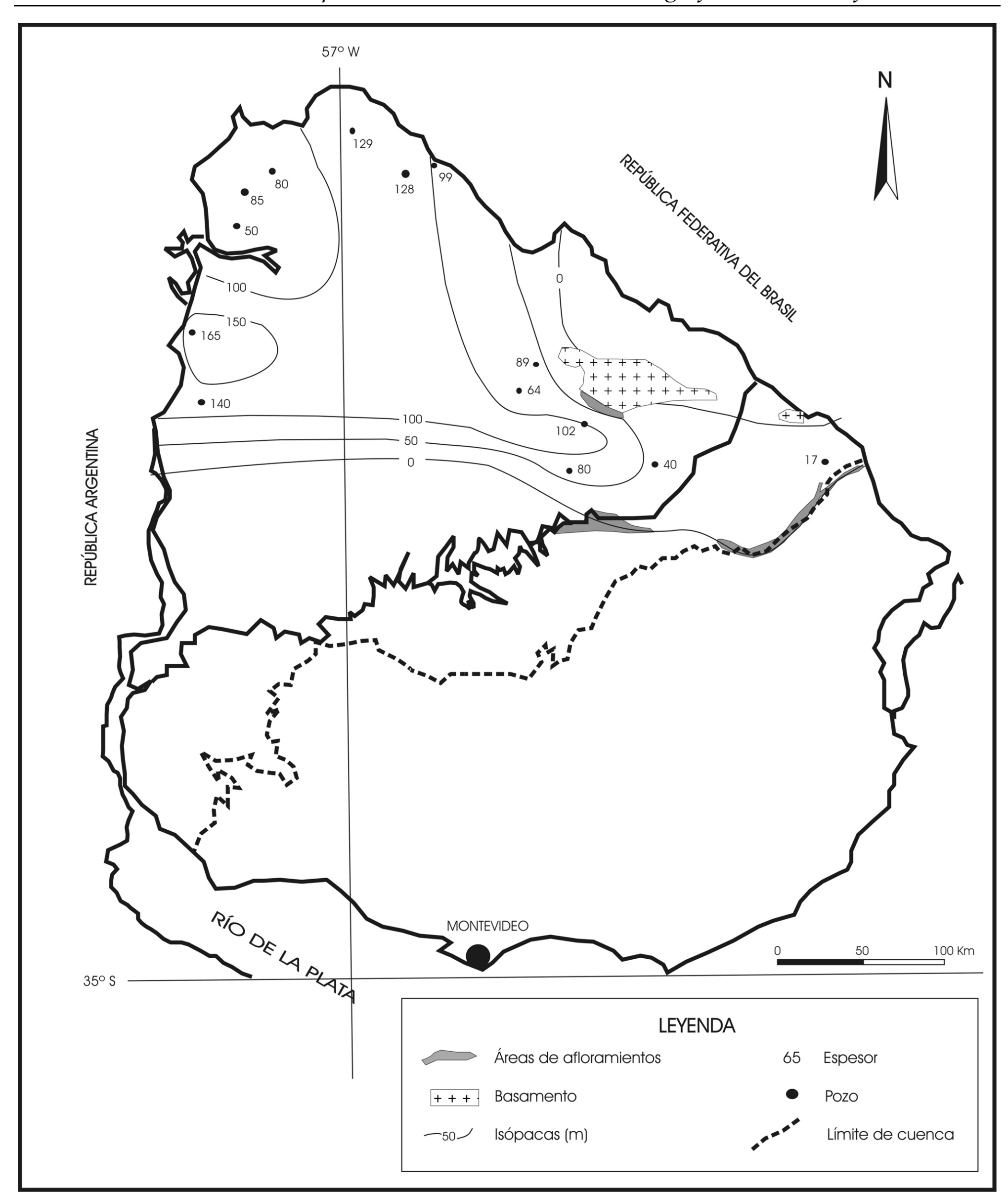


Figura 6 – *Distribución e isópacas de la Formación Cerro Pelado en la Cuenca Norte.*
(Fuente: de Santa Ana 2004)

La Formación Cerro Pelado guarda relaciones de contacto concordantes con la Formación San Gregorio. Las relaciones de contacto con las areniscas aluvio–fluviales de la suprayacente Formación Tres Islas son de tipo erosivos, paraconcordantes y discordantes.

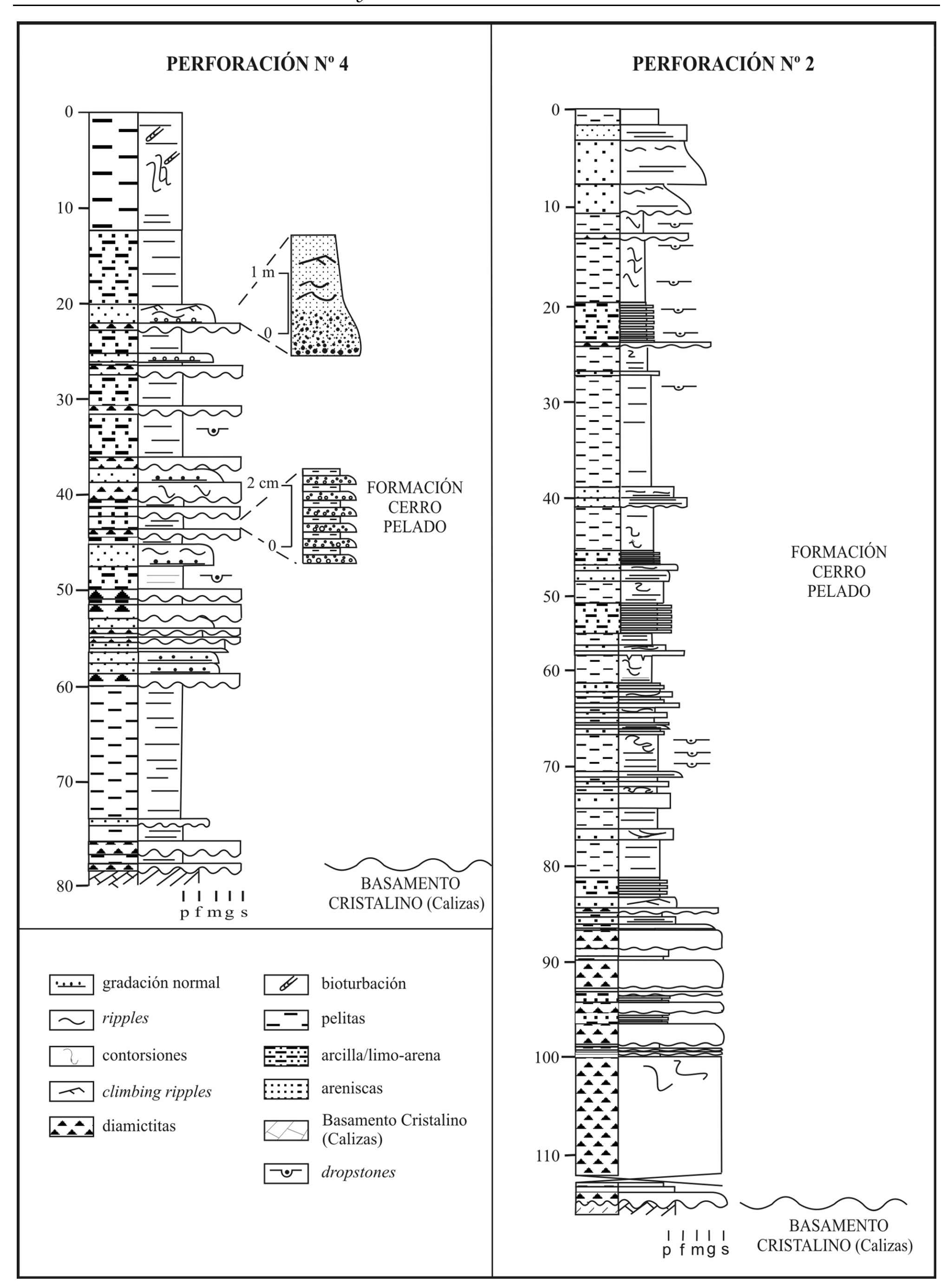


Figura 7 – *Secciones de subsuelo de la Formación Cerro Pelado en la región de los Cerros Guazunambí (Distrito Cerro Largo Sur).*
(Fuente: Goso 1995).

Paleontología y edad

La Formación Cerro Pelado posee un rico registro de microfósiles orgánicos provenientes, particularmente, de varias perforaciones realizadas en el Distrito Cerro Largo Sur (de Santa Ana *et al.* 1993; Beri & Goso 1996; Beri & Goso 1998; Beri & Daners 1996) y que originalmente fue asignado a la Formación San Gregorio. La mayoría de los estudios palinológicos sobre la unidad corresponden a la región más proximal, del sector Sudeste de la Cuenca Norte. Los palinomorfos son abundantes, variados y están representados, fundamentalmente, por diferentes grupos de esporas trilete, granos de polen (monosacados, bisacados, estriados y plicados) y algunos elementos acuáticos como restos de algas. Asimismo, se han encontrado improntas de vegetales carbonizados en el área tipo de la unidad.

La presencia de *Tasmanites* sp. (Dino 1988) en el subsuelo de la región Noroeste de la cuenca, revela un origen marino para los términos más distales lo que está en consonancia con las facies pelíticas y lutíticas presentes en la mayoría de los pozos profundos.

En base a los fósiles hallados en los diferentes intervalos de esta formación, a las relaciones estratigráficas con las unidades supra e infrayacentes, y a la correlación con las zonaciones palinológicas definidas para las cuencas Paraná (Brasil) y Chacoparanense (Argentina), se adopta aquí una edad Pérmico Temprano bajo.

FORMACIÓN TRES ISLAS

Está constituida por una sucesión de areniscas grises a rojizas, predominantemente finas a medias, con estratificación cruzada, estratificación horizontal plano–paralela, a las que se intercalan areniscas conglomerádicas y pelitas (Preciozzi *et al.* 1985). Se asocian también ocasionales niveles de carbón y pelitas con restos carbonosos, particularmente hacia el tercio superior de la unidad. La presencia de esta unidad se ha constatado en la plataforma continental (Veroslavsky *et al.* 2003).

Antecedentes

Esta unidad fue caracterizada por Falconer (1931, 1937), reuniendo a las “Areniscas y Esquistos de Rio Bonito”, adoptando así la terminología que caracteriza una similar asociación litológica en el área tipo brasileña de la Cuenca Paraná.

Caorsi & Goñi (1958) la denominaron como "Areniscas de Tres Islas" y la consideraron como un grupo sincrónico al piso glacial de la Formación San Gregorio. Estos autores, describieron para la unidad a areniscas finas a gruesas subangulosas a redondeadas, grises hasta tonalidades amarillas y marrones. En la localidad de Tres Islas, describieron también la presencia de intercalaciones de lutitas grises y violetas, finamente bandeadas, que en conjunto con las areniscas integran la asociación típica de la formación.

Bossi (1966) propuso definir a esta unidad como Miembro de la Formación San Gregorio, señalando dificultades para establecer un criterio operativo de separación litoestratigráfica y cartográfica de los términos arenosos de la Formación San Gregorio.

Elizalde *et al.* (1970) siguiendo el criterio litoestratigráfico definido por Bossi (1966), consideraron esta asociación litológica como un Miembro de la Formación San Gregorio–Tres Islas (Segmento Acegúa – Sector XXX). Preciozzi *et al.* (l985), por su parte separaron la Formación San Gregorio de la Formación Tres Islas en la cuenca a escala 1:500.000.

Ferrando & Andreis (1986) y Ferrando & Montaña (1987), también separaron esta unidad del conjunto anteriormente integrado en el Grupo San Gregorio–Tres Islas, y aportaron nuevos datos sobre las principales características faciológicas, relaciones estratigráficas y estructurales con el resto de las unidades en la cuenca.

De Santa Ana *et al.* (1990) describieron en el Cerro La Valeriana, localizado al Nordeste de la ciudad de Melo, secciones de superficie donde reconocen en la Formación Tres Islas faciologías resultantes de flujos suspensivos de arena (turbiditas), desarrolladas en un contexto prodeltaico.

Litologías y unidades

Se subdivide la Formación Tres Islas en dos miembros: Inferior y Superior (Cerro La Valeriana).

El Miembro Inferior, se desarrolla en la base de la unidad y está constituido por areniscas medias a gruesas arcósicas a subarcósicas, de colores vivos anaranjados y amarillentos, con estratificación cruzada en artesa y tangencial de gran porte, así como también por areniscas conglomerádicas y conglomerados. Su desarrollo está comprendido en la región Sudeste de la cuenca.

La sección tipo del Miembro Inferior se ubica a unos 6 km al Este de Melo, en el paraje geológicamente conocido como "Escarpas de Tres Islas" al Este del Cerro la Tuna, entre las Rutas 8 y 26 (Lámina I: D). Otras importantes secciones se desarrollan en Rincón de Pi (ver fotos Lámina I). Este accidente morfoestructural dejó expuesto, una importante escarpa erosiva con una gran exposición de aproximadamente 20 m de altura y casi 1.000 m de extensión. En la región Sudeste de la cuenca, el Miembro Inferior presenta un franco adelgazamiento de 7 m de potencia en el pozo El Águila, un espesor relictual al Norte del lineamiento Bañado de Aceguá y omitido al Norte de la Isla Cristalina de Rivera (pozos Cerrillada y Yaguarí). No se reconoce la ocurrencia del Miembro Inferior en el sector noroccidental de la cuenca.

El Miembro Superior (Cerro La Valeriana), se desarrolla hacia el tope de la unidad, reúne areniscas finas cuarzosas a micáceas, con estratificación ondulante (megaóndulas) y estructuras de tipo *hummocky*, a las que se asocian niveles pelíticos negros, carbones y calizas arcillosas, conjunto que materializa el pasaje transicional entre el prodelta y la plataforma marina.

Su desarrollo está restringido al sector Sudeste, centro y parcialmente en el sector Noroeste donde sus límites son enteramente depositacionales. Las rocas sedimentarias son de naturaleza fluvial en la base y el borde Sudeste de la cuenca, y deltaicos y marinos en los sectores central y noroccidental. Esta unidad, esta constituida dominantemente por areniscas finas localmente gruesas, cuarzosas a micáceas blancas a grises claro con estratificación ondulante y estructuras de tipo *hummocky* a las que se asocian pelitas negras a grises con niveles carbonosos y calcáreo (Lámina I). El área tipo, se ubica en el Cerro La Valeriana, situado en la margen izquierda de la Cañada de los Burros, algo al Norte de la localidad de Mangrullo.

Nombre y área tipo

Si bien la localidad de Tres Islas fue originalmente propuesta como área tipo de esta unidad, existe un conjunto de aspectos que muestra la escasa representación de esa zona como una de las mejores exposiciones aflorantes en la cuenca. Algunos de estos aspectos son:

a) su escaso desarrollo y extensión;
b) no se presenta en la localidad sino en sus alrededores;
c) la sección aflorante no es representativa de las principales asociaciones litológicas que componen la unidad (están omitidos los términos superiores);

d) está localizada en los límites depositacionales de la Formación Tres Islas y en las proximidades donde la Formación San Gregorio presenta las litologías arenosas similares;
e) las litologías pelíticas que se citan como integradas a la unidad en esta área corresponden a los sedimentos glaciomarinos de la Formación Cerro Pelado con los que guarda, en este sector, una relación erosiva y discordante.

La localidad de Rincón de Pi, situada al Sur de la ciudad de Frayle Muerto, debe ser considerada una sección auxiliar de referencia para la Formación Tres Islas (hipoestratotipo). Allí, se desarrollan cárcavas en donde se expone una sección casi completa de la Formación Tres Islas a lo largo de varios kilómetros de extensión y potencias superiores a 40 m. Asimismo, en Rincón de Pi pueden observarse las relaciones de contacto de esta formación con las formaciones Cerro Pelado (infrayacente) y Frayle Muerto (suprayacente).

Litologías

Esta unidad está constituida dominantemente por areniscas finas a medias, areniscas conglomerádicas, pelitas carbonosas, niveles de carbón y calcáreos. La fracción clástica es de composición subarcósica, sublítica y cuarzosa variando las proporciones en función de la situación en la cuenca. Las areniscas poseen clastos predominantemente subredondeados a subangulosos, y subordinadamente redondeados, con colores primarios dominantes que van del gris claro a blanco, y secundariamente verde claro a oliva. Algunas tonalidades rosadas y rojas pueden atribuirse a factores hereditarios y depositacionales. En general los tonos amarillentos, rojizos y pardo son secundarios y se pueden relacionar con fenómenos de alteración y presencia de óxidos e hidróxidos asociados a niveles freáticos.

Las estructuras sedimentarias predominantes son las estratificaciones cruzadas de tipo tabular planar, tabular tangencial y estratificaciones cruzadas en artesa, las que en algunos casos poseen un gran porte ("Escarpas de Tres Islas" al Sur de Melo). Secundariamente, y hacia el tope de la unidad (Miembro Cerro La Valeriana) aparecen las estratificaciones ondulantes, *hummocky*, *ripples* simétricos y asimétricos de corriente y olas hacia el tope de las barras. Las estratificaciones onduladas y planoparalelas son también comunes cuando aparecen las interdigitaciones con los niveles pelíticos y carbonosos. Las estructuras de alto régimen de flujo que se reconocen en el tope son mayoritariamente marcas de corriente tipo turboglifos y lineación "*parting*".

Las pelitas son el segundo constituyente litológico de la unidad y están intercaladas con los niveles arenosos, alcanzando en algunos casos espesores decimétricos a métricos. Los colores varían del rojo y gris claro al gris oscuro y negro. Estas litologías presentan laminación plana paralela, masivas, en ocasiones muy bioturbadas, con restos carbonosos, en las pelitas rojas de la base de la unidad se reconoce la presencia de grietas de desecación, que denota condiciones de exposición subaérea.

Litologías calcáreas (calcilutitas) se reconocen en la Formación Tres Islas en diferentes sectores de la cuenca. Aparecen como lentes menores a un metro o en estratos métricos de color gris claro en los pozos exploratorios del sector noroccidental. Por último, en algunos otros sectores (Paso del Carbón, al Sudeste de la cuenca) se reconoce la presencia de niveles lenticulares de carbón de poco espesor, que se asocian a depósitos pelíticos y arenosos.

Distribución y potencia

La Formación Tres Islas presenta una distribución irregular, tanto en el sector Este como en el sector Norte de la cuenca. El mapa de isópacas de la Formación Tres Islas muestra la distribución de la unidad en el ámbito Este de la Cuenca Norte (Fig. 8). La actual distribución de la unidad obedece a controles depositacionales y localmente erosivos, los controles depositacionales se ubican en el sector occidental de la cuenca donde se presentan fuertes acuñamientos de la unidad. Los límites erosivos y parcialmente depositacionales se localizan en el sector Este y central, donde se localizan las áreas fuentes de la cuenca. Esta unidad tendría un mayor desarrollo y otras áreas fuentes tectónicamente activas hacia el Sur del Escudo Uruguayo, donde se preservan relictos de areniscas maduras y carbonosas del Miembro Superior de la Formación Tres Islas en los bloques basculados del *prerift* de la Cuenca de Punta del Este (Ucha *et al.* 2004).

Las potencias máximas de la Formación Tres Islas son de 160 m (pozo El Águila en el departamento de Cerro Largo) y aproximadamente 180 m en la región de la Cañada de los Burros. Esta región se constituyó en un área de mayor subsidencia en la cuenca durante la acumulación de la formación, preservándose los depocentros. Constituye una estructura más o menos alargada, de dirección NNE, ligada a una paleoforma relictual. Esta situación se observa en el borde Este de la cuenca, en las proximidades de la desembocadura de la Cañada de los Burros y del Arroyo Berachi, en el Río Yaguarón.

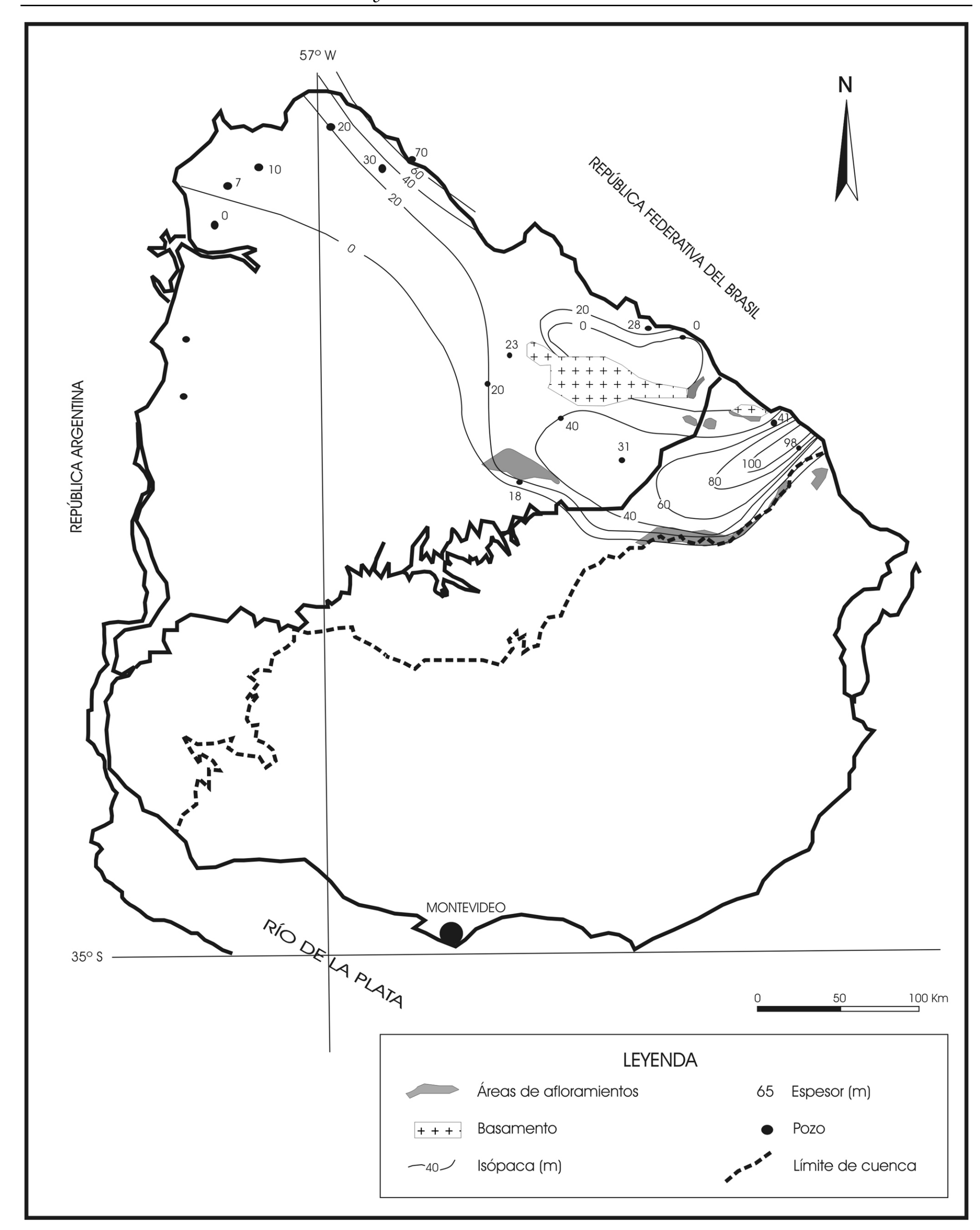


Figura 8 – *Mapa de isópacas de la Formación Tres Islas.*
(Fuente: de Santa Ana 2004)

En el subsuelo del sector occidental, en general, las potencias de la Formación Tres Islas son menores: en el pozo Artigas 70 m y en los pozos Gaspar e Itacumbú 10 y 7 m, respectivamente. En estos dos últimos pozos el

Miembro Cerro La Valeriana está representado por areniscas finas cuarzosas a sublíticas, con estructuras gradacionales y *climbing ripples* que evidencian flujos turbidíticos.

Relaciones de contacto

Las areniscas conglomerádicas y los conglomerados del Miembro Inferior se apoyan en forma discordante sobre las pelitas la Formación Cerro Pelado y sobre el basamento cristalino, en el sector Sudeste de la cuenca. Asimismo, en las localidades de Sierra de los Guazunambí, al Norte de Tres Islas, Rincón de Pi, en el Paso de la Cruz de la Cuchilla Grande, y en el bloque Oeste de la falla del Frigorífico PUL (Ruta 8), entre otros puntos.

En el sector oriental, las areniscas finas con estructuras tipo *hummocky* del Miembro Cerro La Valeriana presentan contactos concordantes y transicionales con la Formación Frayle Muerto, tal como ocurre en superficie en el Cerro La Valeriana, en la escarpa de Rincón de Pi, y a lo largo del curso del Arroyo Seco (departamento de Rivera). En el sector noroccidental, sobre los límites depositacionales de la unidad, las areniscas finas prodeltaicas a marinas del Miembro Cerro La Valeriana muestran relaciones de contacto concordantes y transicionales con la Formación Frayle Muerto (*e.g.* pozos Yacaré, Artigas, Pelado, Itacumbú, Belén y Gaspar).

Paleontología y edad

En la Formación Tres Islas se cita la presencia de fósiles de vegetales carbonizados, representados por restos de plantas y troncos atribuidos a la denominada flora de *Glossopteris*. Esta flora, asociada a ambientes glaciales, se encuentra en sedimentitas gondwánicas coetáneas de diferenes lugares del mundo (Australia, India, África, Antártida y Sud-América), y fue una de las primeras evidencias que contribuyeron a demostrar la deriva de los continentes (*vide* Capítulo I).

También existen, en esta formación, abundantes registros palinológicos, en particular en las pelitas del miembro superior de la unidad y que fueron estudiadas por varios autores fundamentalmente a partir de pozos realizados en el sector Sudeste de la Cuenca Norte (regiones de Frayle Muerto y Cerro Largo Sur) (Fasolo & Vergel 1994, Beri & Daners 1998, Beri *et al.* 2000). Esta palinoflora está conformada, entre otros, por elementos terrestres como esporas y granos de polen de diferentes tipos, y otros de origen acuático como algas y acritarcas.

Cabe remarcar que hacia el tercio superior de la Formación Tres Islas, particularmente en los depocentros del Norte del departamento de Cerro Largo, se encuentran delgados niveles lentiformes de carbón.

En base a la composición de las diferentes asociaciones palinológicas estudiadas en esta unidad por los autores mencionados *supra*, y a la correlación con las zonaciones propuestas para Argentina y Brasil, se han realizado distintas asignaciones que, con leves variaciones, quedan comprendidas entre los pisos Asseliense y Kunguriense del Pérmico Temprano.

FORMACIÓN FRAYLE MUERTO

El contenido litológico y los límites de la Formación Frayle Muerto fueron redefinidos por de Santa Ana (2004), reuniendo un conjunto de litologías de naturaleza marina plataformal, integradas por pelitas grises a negras finamente laminadas, fosilíferas, localmente bioturbadas, areniscas finas a muy finas blancas a grises claro con estratificación plano paralela, laminación ondulada y estructuras de tipo micro *hummmocky*, y niveles calcáreos asociados.

Su desarrollo alcanza una importante extensión de la cuenca, quedando omitida solamente en los sectores Sur y Sudoeste, donde se presentan límites y controles de naturaleza erosiva. En la propuesta, se mantuvo la división litoestratigráfica tripartita de las litologías que informalmente han sido reunidas bajo la denominación de "Sedimentos Pelíticos Grises" (Elizalde *et al.* 1970) o formalmente bajo la Formación Melo (Ferrando & Andreis 1986).

Antecedentes

Las rocas sedimentarias que integran la Formación Frayle Muerto fueron originalmente denominadas como "Palermo" por Falconer (1931), quien las correlacionó con la unidad estratigráfica superior de la Serie de Tubarão, propuesta por White (1908) para el Sistema de Santa Catarina en el sector brasileño de la cuenca.

El término Frayle Muerto fue acuñado por Caorsi & Goñi (1958), quienes originalmente propusieron el nombre de "Lutitas arenosas y calizas de Frayle Muerto". De esta forma integraron principalmente a las lutitas arenosas laminadas de color gris azulado, areniscas arcillosas con cemento cál-

careo y lentes de caliza asociados. Bossi (1966), la definió con rango de formación y describió en diversos perfiles de pozos y afloramientos sus litologías y relaciones de contacto.

Elizalde *et al.* (1970) la incluyeron dentro de los "Sedimentos Pelíticos Grises" (si bien no se trata específicamente de sedimentos, ni son absolutamente pelíticos, ni todos son grises). Algunos trabajos posteriores integraron las litologías de la Formación Frayle Muerto en la Formación Melo (Ferrando & Andreis 1986, Ferrando & Montaña 1987, Bossi & Navarro 1988, Andreis *et al.* 1996a, Bossi & Ferrando 2001). De Santa Ana *et al.* (1982) caracterizaron y separaron a escala 1:20.000 a la Formación Frayle Muerto en todas las áreas de evaluación de los "esquistos bituminosos", asociados a la suprayacente Formación Mangrullo. Preciozzi *et al.* (1985) cartografiaron separadamente a los depósitos de la Formación Frayle Muerto (escala 1:500.000), lo que ocurrió también para la distribución en el subsuelo de la unidad (Goso & de Santa Ana 1986). De Santa Ana (1989) mantuvo a esta unidad con jerarquía de formación.

Ferrando & Andreis (1990) y Andreis *et al.* (1996b), describieron en el Arroyo Seco (departamento de Rivera) una sección aflorante a la que consideraron como paraestratotipo de la Formación Melo. Sin embargo, en el curso de este arroyo sólo aflora la Formación Frayle Muerto mostrando hacia las nacientes del arroyo el pasaje interdigitado con las areniscas plataformales de la Formación Tres Islas (Lámina I). Es de resaltar que esta sección del Arroyo Seco, muestra a la Formación Frayle Muerto afectada por una tectónica compresiva sustentada en la presencia de alabeos, fallas inversas y suaves pliegues (*vide* de Santa Ana *et al*. 2001).

Nombre y área tipo

El nombre proviene de la localidad de Frayle Muerto, donde no exhibe ni buenos afloramientos, ni secciones representativas de los litotipos más conspicuos de la unidad. Los afloramientos localizados en los alrededores de Frayle Muerto, así como del arroyo homónimo, se presentan con carácter relictual y afectados por una fuerte tectónica que generó modificaciones epigenéticas de las litologías originales.[4]

4. No se consideró oportuno una modificación del nombre de la unidad ya que está consagrado en la literatura geológica. No obstante, se considera necesario –en una futura instancia– revisar la pertinencia de seguir utilizándolo, ya que no cumple con los requerimientos formales que recomienda el Código de Nomenclatura Estratigráfica Internacional.

Otros sfloramientos importantes de la unidad son: Arroyo Seco (sección de referencia auxiliar–hipoestratopito, *vide* Lámina I: D), Rincón de Pi, alrededores de Clara, curso inferior de la Cañada de los Burros, el flanco Sur de la estructura de Isla Zapata, el Arroyo de la Mina, el Sur del cauce del Arroyo Caraguatá y los afloramientos situados al Oeste de la localidad de Ansina.

Litología y unidades estratigráficas

La Formación Frayle Muerto está constituida por una sucesión de naturaleza esencialmente siliciclástica, con predominio de limolitas y lutitas, y secundariamente, areniscas finas a las que se asocian niveles calcáreos (Lámina I). Estructuras sedimentarias comunes en las limolitas y areniscas son estratificación de tipo *hummocky* y *microhummocky*, laminación ondulada, estratificación cruzada truncada de bajo ángulo y pequeño porte (éstas particularmente en la base de la unidad).

La geometría de los cuerpos es de contorno curvo definiendo formas y estructuras de ordenamiento interno asociadas a procesos tractivos relacionados con ambientes marinos plataformales. Se reconocen delgadas capas carbonosas asociadas a los depósitos pelíticos grises amarillentos (en superficie y gris oscuro a negro en subsuelo) presentando, en general, laminaciones plano paralelas y laminaciones onduladas. Hacia la sección media y tope de la unidad aparecen facies heterolíticas con estructuras *flaser*, lenticular y onduladas.

Desde el punto de vista operacional la unidad puede ser caracterizada en dos grandes conjuntos litológicos: una sección basal donde se intercalan bancos métricos de arenisca muy fina con estratificación *hummocky*, localmente con niveles calcáreos y pelíticos grises, y una sección superior constituida por unidades heterolíticas y pelitas negras laminadas y bioturbadas.

Las areniscas predominantes de la sección basal, se presentan en cuerpos tabulares de gran extensión, con espesores que varía de 3 a 50 cm en la región Este (departamentos de Cerrro Largo, Tacuarembó y Rivera), alcanzado espesores métricos en las inmediaciones del pozo Artigas donde la relación faciológica arena–arcilla de toda la unidad alcanza los mayores porcentajes (*vide* de Santa Ana 2004).

Los constituyentes litológicos de esta sección basal presentan un patrón retrogradante, materializado estratigráficamente por un apilamiento vertical de areniscas estratodecrecientes. Este arreglo presenta buena definición

en los pozos Artigas, Pelado (departamento de Artigas) y El Águila (departamento de Cerro Largo) así como en los pozos mineros que se localizan al Norte de la "Isla Cristalina de Rivera" (Fig. 2). En esta región se ubica el yacimiento de lutitas pirobituminosas de Cerros Blancos.

Los mapas de porcentaje de arena–arcilla de la Formación Frayle Muerto indican un fuerte predominio de areniscas en la sección basal, particularmente en el sector oriental asociado a la estructura de Rivera–Acegúa–Sierra de Ríos (Fig. 9). En el sector noroccidental, los litotipos heterolíticos y pelíticos de la unidad alcanzan su máximo desarrollo.

En la zona Oeste y Noroeste de la cuenca, aledaña a los pozos Salto y Belén, las capas de areniscas de la unidad no está representada o se presentan acuñadas en cuerpos decimétricos, siendo aquí donde se registra la mayor subsidencia e influencia marina, materializadas por espesas secciones pelíticas que superan los 350 m de potencia.

El tercio superior de la unidad está representado por una intercalación de pelitas arenosas y lutitas calcáreas, grises y verdosas, que caracterizan este horizonte. Asociadas con estas litologías son comunes la presencia de lentes métricas de carbonato de calcio, con fuertes recristalizaciones y tonalidades marrones y rojizas.

Los caracteres litológicos distintivos de la sección superior de la Formación Frayle Muerto son: el carácter rítmico de los términos psamo–pelíticos de 0,5 a 2 cm de espesor; colores y tonalidades gris claro y verde oliva; la presencia de estructuras depositacionales de tipo *flaser*, ondulante y lenticular afectada por una fuerte bioturbación, y la presencia de lentes y concreciones calcáreas, así como de pirita diseminada y en nódulos. El color más frecuente es gris claro a muy oscuro, el negro es predominante en las secciones limoarcilíticas del tercio superior de la unidad y particularmente en los sectores que caracterizan las regiones más profundas de la cuenca. Se presentan tonalidades verdes oliva, asociadas con litologías finas en la sección intermedia de la unidad y las amarillentas son muy comunes cuando se encuentran meteorizadas.

El material arcilloso que integra los términos superiores de la unidad, presenta una composición sericítica y clorítica. El material clástico está integrado por láminas de biotita y muscovita con clara orientación planar con dimensiones menores a 0,5 mm, con granos de cuarzo y feldespato de 0,2 a 0,6 mm.

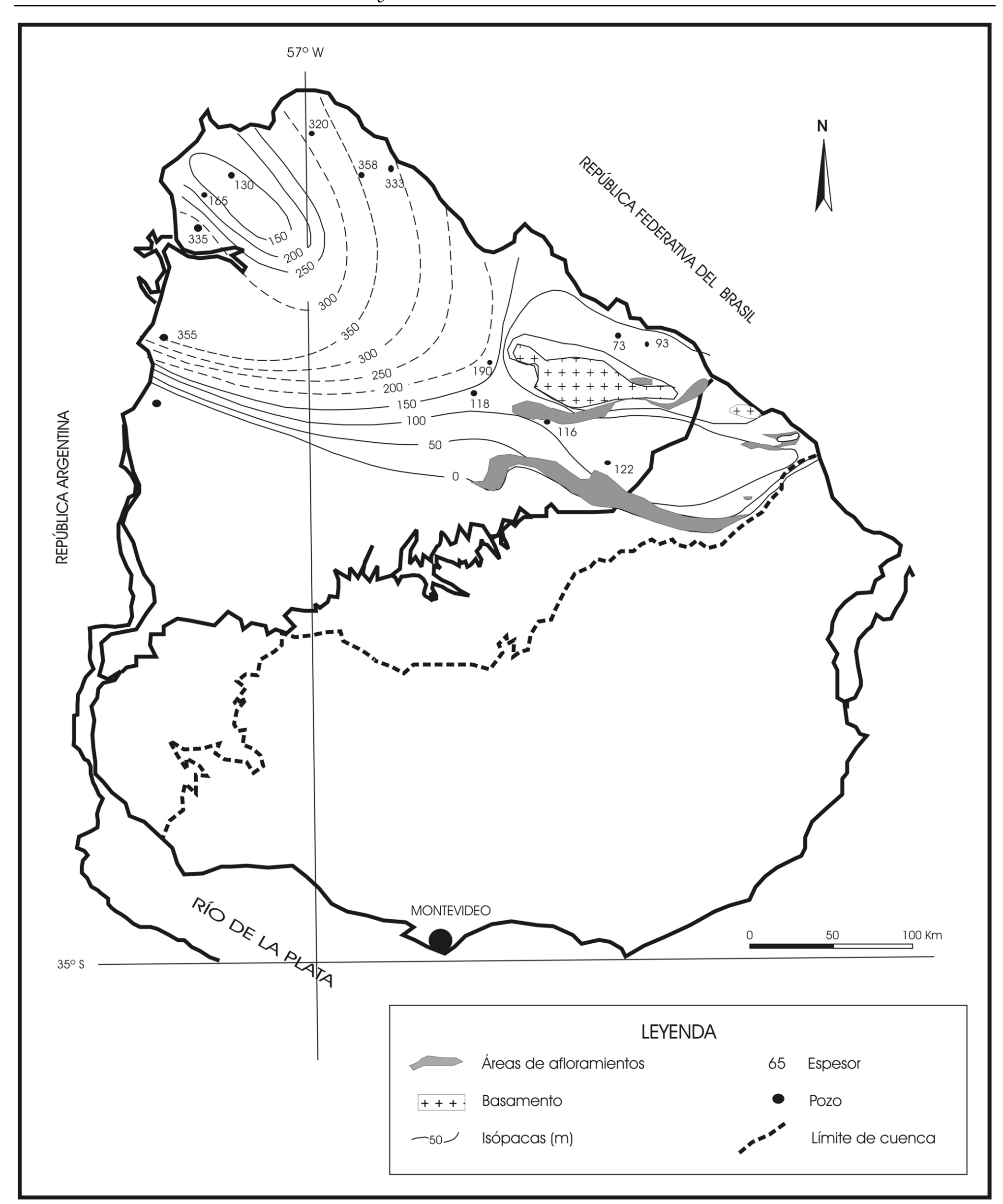


Figura 9 – *Mapa de relación areniscas/pelitas de la Formación Frayle Muerto.*
(Fuente: de Santa Ana 2004).

Las litologías heterolíticas, lutitas y pelitas grises oscuras a negras, micáceas piritosas, del tercio superior, tienen un relativo desarrollo regional. Presentan relaciones verticales y laterales concordantes y transicionales con el resto de las litologías de la formación.

Distribución y potencia

La Formación Frayle Muerto presenta espesores muy variables en la Cuenca Norte. En el mapa de isópacas (Fig. 10) se visualiza su distribución en superficie y subsuelo, donde además se esbozan los principales rasgos estructurales de la unidad.

El desarrollo y espesor de esta unidad han sido definidos a partir del análisis de perforaciones realizadas en diferentes campañas exploratorias, contándose para tal fin con una base de datos de subsuelo, en algunos casos muy fragmentaria, de antiguos pozos de estudio y reconocimiento, y en otros casos referidos a pozos con buena información de perfiles geofísicos e información litológica de la última campaña de pozos exploratorios de hidrocarburos.

En el sector noroccidental, el espesor de la Formación Frayle Muerto que alcanza en los pozos es de: 355 m (Salto), 335 m (Belén), 333 m (Artigas) y 320 m (Yacaré). Algo menor resulta el espesor de la unidad en los pozos Itacumbú (130 m) y Gaspar (165 m). La potencia máxima de la Formación Frayle Muerto es en el pozo Pelado (358 m). En la región oriental, el espesor de la formación disminuye, a saber: 93 m (Cerrillada), 118 m (Tacuarembó), 116 m (Paso Borracho), 122 m (Las Toscas), 100 m (El Águila) y 190 m (Bañado de Rocha).

En el sector Este, al pie de la "Isla Cristalina de Rivera" y al igual que en la zona de Hospital y Sur de Vichadero, la Formación Frayle Muerto presenta espesores en torno a los 50 m. En la Ruta 7 y al Sur de Frayle Muerto, en las proximidades del camino a la localidad de Tres Islas, las pelitas y niveles calcáreos de la Formación Frayle Muerto se presentan en "*on-lap*" sobre las areniscas y areniscas conglomerádicas basales de la Formación Tres Islas.

En el Norte del departamento de Cerro Largo, en la base del flanco Sur del Cerro La Valeriana, se expone una sección de 10 m de ritmitas centimétricas, areniscas y pelitas con microestratificación truncada por olas (*microhummocky*). En la falda Sur del Cerro, sobre la margen Norte de la Cañada de los Burros, en una pequeña escarpa de erosión, se observan pelitas micáceas grises, con cuerpos de geometría lenticular de 40 a 50 cm de espesor y 2 m de longitud de areniscas blancas a ocres, medias cuarzosas, con estratificación *hummocky*.

La Formación Frayle Muerto es atravesada en los pozos Salto, Pelado y Yacaré con espesores máximos entre 300 y 350 m y con franco dominio de facies pelíticas y concentraciones de materia orgánica moderadas a altas. En el departamento de Cerro Largo, siguiendo el lineamiento de la Cañada de los Burros, aparece con potencias entre 125 y 155 m en Paso Mazangano.

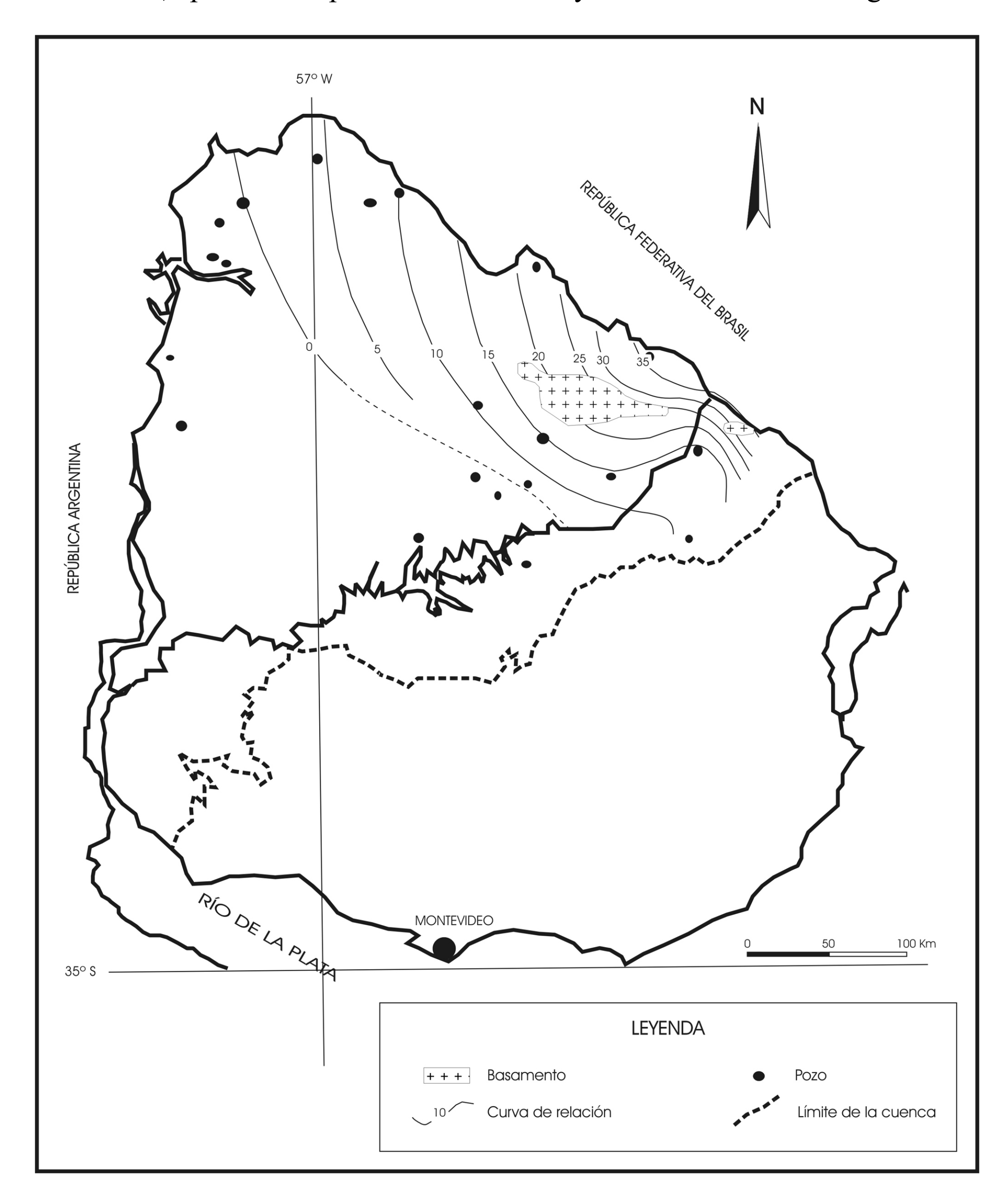


Figura 10 – *Mapa de isópacas de la Formación Frayle Muerto.*
(Fuente: de Santa Ana 2004).

Relaciones de contacto

Las rocas de la Formación Frayle Muerto muestran pasajes concordantes y transicionales con el Miembro Cerro La Valeriana de la Formación Tres Islas en toda la cuenca. Esta unidad presenta contactos netos y localmente erosivos en el tope con las calizas de la Formación Mangrullo, en el sector oriental de la cuenca. Por otra parte, la Formación Frayle Muerto también presenta pasajes concordantes y gradacionales con las pelitas de la Formación Cerro Pelado (pozos Salto y Tacuarembó), y se apoya en discordancia sobre el basamento cristalino (pozo Cerrillada) y sobre la Formación San Gregorio (pozo Cuchilla de Zamora).

En el tope las relaciones discordantes son con la Formación Buena Vista, tal como se observa en todo el sector occidental de la Cuenca Norte (en los pozos Belén, Yacaré, Artigas, Pelado, Salto, Itacumbú y Gaspar).

Por su parte, en el sector oriental de la cuenca, las relaciones de contacto de los sedimentos pelíticos y heterolíticos del tope de la Formación Frayle Muerto, con las calizas y dolomitas margosas suprayacentes de la base de la Formación Mangrullo son netas y localmente erosivas, relacionadas con hiatos y superficies localmente erosivas, presumiblemente generadas por bruscos descensos del nivel del mar.

Paleontología y edad

Escamas posiblemente ganoides de peces fueron los primeros registros fósiles mencionados para la Formación Frayle Muerto (Caorsi & Goñi 1958). Como en la unidad precedente, también ésta presenta variados restos de microfósiles orgánicos que fueron estudiados en muestras provenientes de superficie y subsuelo (Andreis *et al.* 1996a, Beri & Daners 1995, Beri & Daners 1998, Mautino *et al.* 1998a, b, c).

Hacia el tope de la Formación Frayle Muerto, Piñeiro (2002) cita una asociación paleontológica que incluye restos de peces paleonisciformes y celacántidos, fundamentalmente escamas, dientes y coprolitos, asociados a diferentes tipos de icnofósiles. Además, menciona un nivel de concreciones que contiene restos de bivalvos en la porción cuspidal.

Las asociaciones palinológicas están dominadas por elementos continentales (diferentes tipos de esporas y granos de polen) en la región Sudeste de la cuenca. Hacia el tope de la unidad, para la región Sudeste, así como pa-

ra las secciones que recortan los pozos profundos del sector Noroeste, se encuentran niveles fosilíferos con abundantes acritarcas que evidencian la influencia marina y el sentido de progradación de Oeste hacia el Este del "Mar Frayle Muerto".

Con respecto al registro de macrofósiles vegetales, esta unidad posee restos de maderas picnoxílicas silicificadas, pertenecientes a tres órdenes de gimnospermas: Cordaitales, Coniferales y Taxales (Crisafulli & Lutz 1995).

Mediante su correlación con asociaciones de Argentina y Brasil, los palinomorfos han permitido asignar a estas rocas una edad Artinskiense–Kunguriense (Pérmico Temprano). La macrofauna, en particular los dientes y escamas de peces, han permitido correlacionar esta unidad con la Formación Palermo de Brasil. Se le asigna aquí una edad Pérmico Temprano debido a su posición estratigráfica (*vide* edad Formación Mangrullo).

FORMACIÓN MANGRULLO

La Formación Mangrullo reúne una sucesión de calizas arenosas y dolomíticas, lutitas pirobituminosas, pelitas micáceas fosilíferas, de colores grises oscuro a negros, asociadas a condiciones subacuáticas restringidas que se localizan en el sector oriental de la cuenca.

Antecedentes

Rocas correspondientes a esta unidad fueron reconocidas por Marstrander (1915), Walther (1924), Falconer (1931, 1937), Rey Vercesi (1933), Schröeder (1935), Caorsi (1957) y Caorsi & Goñi (1958). Fue propuesta como unidad litoestratigráfica independiente por Bossi (1966), a partir de criterios de identidad litológica con relación a las unidades pelíticas finas grises infra y suprayacentes. Tradicionalmente, se correlacionó esta unidad con los niveles bituminosos y calcáreos de la Formación Iratí en la Cuenca Paraná en Brasil.

Elizalde *et al.* (1970), en la cartografía del Segmento Acegúa – Sector XXX integraron a la Formación Mangrullo en el conjunto definido informalmente como "Sedimentos pelíticos grises". De Santa Ana *et al.* (1982) redefinieron y caracterizaron la unidad en dos ciclos sedimentarios superpuestos. Ferrando & Andreis (1986, 1990) propusieron la creación de la Formación Melo para reunir al conjunto de los "Sedimentos pelíticos grises" de Elizalde *et al.* (1970)

Por su parte, Preciozzi *et al.* (1985), Goso & de Santa Ana (1986), de Santa Ana (1989), de Santa Ana & Veroslavsky (1993) y de Santa Ana & Ucha (1994), consideraron necesaria la individualización de la Formación Mangrullo en la Cuenca Norte.

De Santa Ana & Gutiérrez (2000) redefinieron el contenido litológico, sus relaciones de contacto, la distribución y potencias, las características geoquímicas, así como la importancia económica de las capas pirobituminosas de la formación en el sector Este de la cuenca.

Nombre y área tipo

Teniendo en cuenta los requerimientos que emanan de las guías estratigráficas internacionales, la propuesta inicial del nombre de esta unidad (Bossi 1966) no se ajusta a las normativas establecidas, ya que en el poblado Mangrullo sólo se desarrollan y afloran los términos superiores de la Formación Paso Aguiar y las litologías basales de la Formación Yaguarí.[5]

Se ha definido como sección tipo en subsuelo (yacimiento Mangrullo), la localizada al Sur de la Cañada de los Burros, donde la unidad presenta la mayor área expuesta preservada de la cuenca, con casi 3.000 m de testigos corona (*vide* de Santa Ana & Gutiérrez 2000) y por lo tanto, mantener la nominación de Formación Mangrullo en alusión a ese yacimiento donde la unidad posee algo más de 20 km^2 de extensión.

Se considera al afloramiento de la Formación Mangrullo en la represa de la Cañada del Rodeo del Barón (extremo Oeste del yacimiento Mangrullo) como el hipoestratotipo de la unidad, a pesar que sólo aflora el segundo ciclo depositacional (Lámina II). Varios trabajos sobre la unidad se han realizado en esta sección, tanto estratigráficos como paleontológicos (de Santa Ana & Gutiérrez 2000, Beri & Pecoits 2001, Piñeiro 2002).

Litologías

La Formación Mangrullo esta constituida por lutitas, limolitas grises a negras, calcilutitas, calizas dolomíticas y dolomías, con finas intercalaciones de niveles detríticos finos, algo carbonosas y con alto contenido de materia orgánica de naturaleza pirobituminosa.

5. Se cree inconveniente, en este momento, un cambio de nomenclatura para esta unidad. Su arraigo y consagración en la literatura geológica nacional y regional configura un argumento válido para mantenerlo, aunque no se descarta en una posterior oportunidad discutir la validez de su utilización.

La caracterización y definición litoestratigráfica de la unidad se ajusta a la propuesta de Santa Ana *et al.* (1982) y de Santa Ana & Gutiérrez (2000), en donde se definen dos ciclos de sedimentación representados de base a tope por calcilutitas y calizas dolomíticas, lutitas pirobituminosas, pelitas micáceas grises a negras, calcilutitas y calizas arenosas, y lutitas pirobituminosas hacia el tope de la unidad. Para mayores detalles véase de Santa Ana (2004).

Distribución y potencias

En el mapa de isópacas de la Figura 11, se observa la distribución de la Formación Mangrullo en la Cuenca Norte. Hacia el Sur, en la región de Frayle Muerto, la unidad comienza a evidenciar un adelgazamiento (20 m), presumiblemente vinculado a factores depositacionales y erosivos. En la región del Pueblo Isidoro Noblía (Norte del departamente de Cerro Largo) se identifica una importante depresión donde la unidad supera los 35 m de potencia.

Al Sur de la ciudad de Melo y al Sur de Paso Arriera en la Ruta 44, las rocas de la Formación Mangrullo se encuentran fuertemente deformadas y afectadas térmicamente por intrusiones diabásicas, por lo que resulta difícil definir los espesores originales de la unidad. Análoga situación se observa a nivel de superficie y subsuelo en la región de Frayle Muerto, Cuchilla de Pereira, Caraguatá y Arroyo Yaguarí, donde se presentan fuertemente deformadas y pirolizadas *in situ*.

En el límite occidental del área de desarrollo de la Formación Mangrullo, se presentan dificultades para definir la potencia y algunas características sedimentológicas por las modificaciones asociadas con el magmatismo mesozoico. De todas formas, es posible apreciar en los dos ciclos una mayor proporción de arena fina, muy madura y una mayor interdigitación calcárea, lo que podría estar sugiriendo condiciones sedimentarias ambientales más someras.

Paleontología y edad

La Formación Mangrullo es la que, de todas las unidades permocarboníferas, más cantidad y variedad de fósiles ha brindado. Hacia mediados del siglo XX, varios autores habían citado restos de reptiles mesosáuridos en estas rocas, aunque éstos estaban representados solamente por costillas y vértebras desarticuladas (*vide* Piñeiro 2002, 2004). En los últimos años se

han realizado nuevos y numerosos hallazgos en esta unidad que incluyen individuos articulados de mesosáuridos (*vide* Capítulo VII).

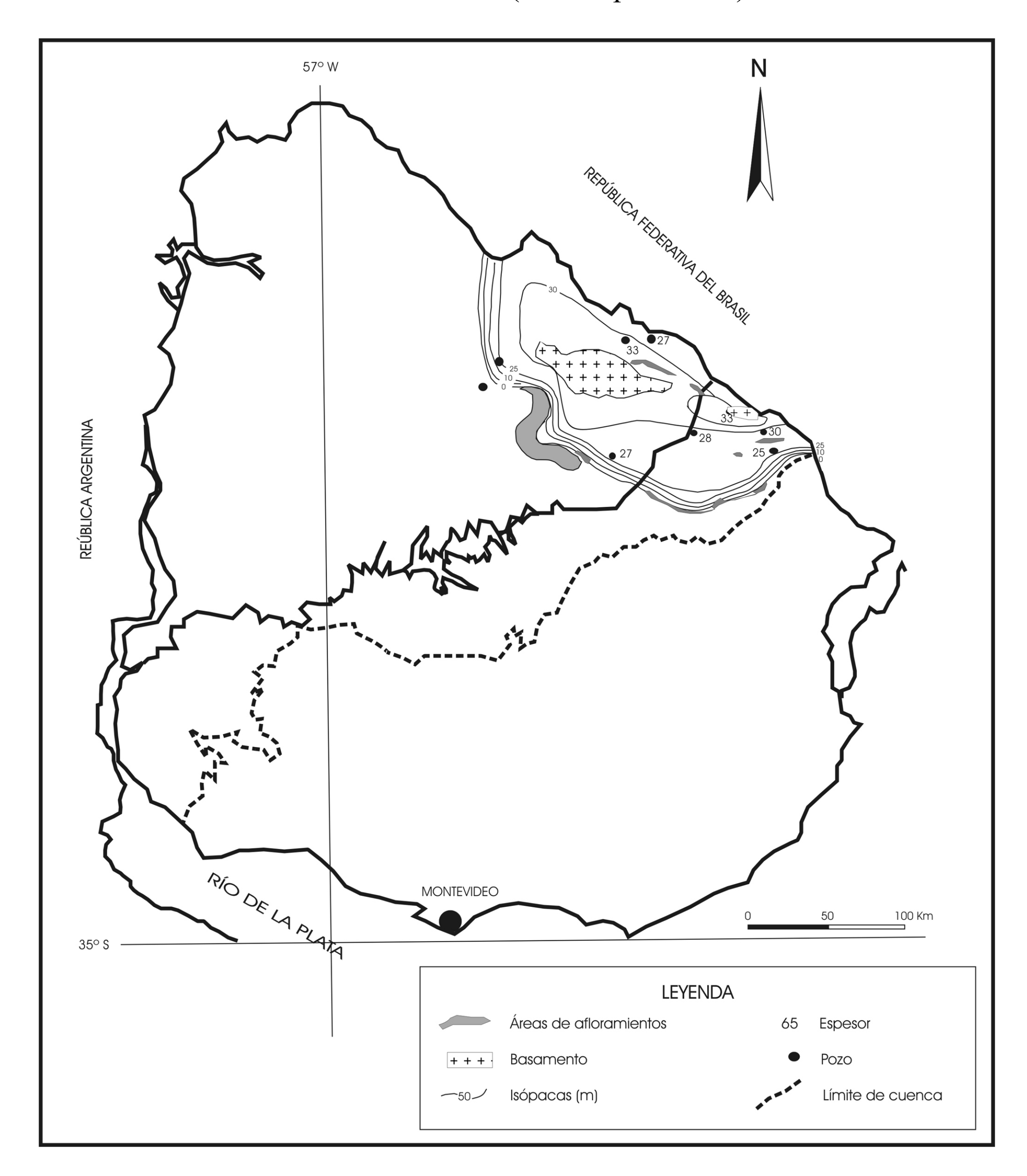


Figura 11 – *Mapa de isópacas de la Formación Mangrullo.*
(Fuente: de Santa Ana & Gutiérrez 2000)

En íntima asociación con los mesosáuridos, Piñeiro (2002) ha encontrado crustáceos representantes de dos grupos: Pygocephalomorpha y Cycloidea. Pinto *et al*. (2000) y Piñeiro (2002) hallaron los primeros restos fósiles de

cuerpos de insectos en la Cuenca Norte, incluyendo nuevos taxa en esta unidad. Además, se describieron restos de peces óseos Paleonisciformes (escamas y dientes) y Coelacanthidae (escamas) (Piñeiro *et al*. 1998, Piñeiro 2004), bivalvos (Figueiras & Broggi 1968), icnofósiles (Piñeiro 2002, Verde & Piñeiro 2003) y palinomorfos (Bossi & Navarro 1988, Beri & Daners 1995, Andreis *et al*. 1996a, Piñeiro *et al*. 1998, Beri & Pecoits 2001, Antonioli *et al*. 2005).

La asignación temporal de la Formación Mangrullo es motivo de controversias. En base a las asociaciones palinológicas, se le ha asignado una edad Pérmico Tardío. Por otra parte, los fósiles estudiados en los últimos años (*vide* Capítulo VII) muestran una clara correspondencia con la edad propuesta para la Formación Whitehill de África del Sur (Pérmico Temprano, vide Capítulo VII). Por último, las edades radimétricas de los niveles de cenizas presentes en Cañada del Barón (departamento de Cerro Largo) dieron valores entre 269,8 ±4,7 Ma y 279 ±6,4 Ma, permitiendo posicionar la unidad en el Pérmico Temprano. Se propone aquí aceptar una edad Pérmico Temprano alto para la Formación Mangrullo.

FORMACIÓN PASO AGUIAR

La Formación Paso Aguiar está compuesta de base a tope por una sucesión de pelitas grises micáceas con intercalaciones de areniscas calcáreas y venas calcosilicosas, que pasan gradualmente a ritmitas finas (pelíticos/arenosos), grises verdosas, con estratificación *flaser*, lenticular y ondulante y cuyos términos comúnmente aparecen bioturbados. Desde el punto de vista ambiental estas litologías son de naturaleza marina plataformal epinerítica. Su desarrollo se restringe a la región occidental de la cuenca.

Antecedentes

Fue identificada originalmente por Caorsi & Goñi (1958) como "Areniscas arcillosas de Paso Aguiar" presentando como área tipo el afloramiento localizado en el Paso de Aguiar sobre el Río Negro y cruce con la Ruta 26. Fue elevada al rango de formación por Bossi (1966), que la define como constituida por areniscas finas y limolitas finamente estratificadas de tonalidades pardo grisáceas y verdosas. Elizalde *et al.* (1970), como ya fue señalado, la incorporó a los "Sedimentos Pelíticos Grises" criterio seguido por Ferrando & Andreis (1986) para definir la Formación Melo. Otros autores mantuvieron el criterio de unidad formal independiente tal como fue analizado anteriormente.

Nombre y área tipo

En el área tipo de la Formación Paso Aguiar (cruce de Ruta 26 y el Río Negro) sólo se ven algunos afloramientos, que se observan en momentos de bajante del río. No se considera conveniente el cambio de denominación. Una sección de superficie de la Formación Paso Aguiar se reconoce en la localidad de Villa Viñoles, en la Ruta 7, observándose inclusive las relaciones de contacto con las unidades supra e infrayacentes. Otras exposiciones de la unidad superior y la transición con la Formación Yaguarí se presentan en los alrededores de la localidad de Mangrullo, en los afloramientos del Paso Taborda sobre el Arroyo Bañado de Medina y sobre el camino que une Isidoro Noblía a San Diego.

Litologías

Los aspectos litológicos de esta unidad han sido definidos a partir de datos de superficie y subsuelo. La Formación Paso Aguiar presenta un ordenamiento grano y estratocreciente. Está integrada por pelitas grises a grises oscuras, que pasan transicional y gradualmente a ritmitos milimétricos y centimétricos constituidos por pelitas y areniscas finas a muy finas, algo calcáreas, grises a grises verdosas, con estratificación ondulada y localmente truncada.

Siguiendo criterios operacionales, se definieron dos conjuntos litológicos:

a) uno basal y dominantemente pelítico, constituido por pelitas negras a grises y micáceas, con finas intercalaciones de pelitas arenosas muy finas, calcáreas, con laminación ondulada y de tipo *microhummocky* en el tope. Las pelitas micáceas presentan coloraciones grises oscuras y claras, que se relacionan a la presencia de materia orgánica que alcanza 0,5% de COT. Es frecuente el desarrollo de estructuras sedimentarias epigenéticas tales como cristales de pirita y recristalizaciones calcíticas de aspecto fibroso, y
b) otro superior, donde se suceden ritmitas y areniscas finas calcáreas, donde los términos rítmíticos areno–pelíticos son centimétricos a milimétricos, con estratificación ondulada y lenticular, con tonalidades grises y ocasionales lentes de areniscas finas calcáreas con ondulitas de oscilación. En las capas de la transición hacia la Formación Yaguarí se destaca la presencia de fuerte bioturbación y restos de maderas silicificadas, en algunos casos con muy buen grado de preservación.

En la Lámina I se muestran los afloramientos que ilustran las características litológicas señaladas *supra*.

Distribución y potencia

La distribución de la Formación Paso Aguiar se restringe, exclusivamente, al sector Este de la Cuenca Norte donde alcanza el espesor máximo de 200 m en el pozo Paguero (Paso Mazangano). En el resto de la cuenca oscila en potencias del orden de 100 m. En el borde occidental se evidencian controles erosivos y depositacionales. La unidad basal se desarrolla en la subcuenca Este y alcanza un espesor de 50 m en la perforación El Águila. La unidad superior se desarrolla en toda la región Este de la cuenca y presenta un espesor próximo a 80 m en el pozo El Águila. En el pozo Paguero este conjunto litológico excepcionalmente alcanza casi 150 m de potencia.

En toda la región occidental de la cuenca, no se preservan registros litológicos de la Formación Paso Aguiar, quedando exclusivamente circunscripta al ámbito depositacional de la región oriental.

En los altos del basamento de la "Isla Cristalina de Rivera – Hospital y Aceguá" los controles de la Formación Paso Aguiar son erosivos. Lo mismo ocurre en la región de Sierra de Ríos, en el sector Nordeste del departamento de Cerro Largo. Las diferencias de espesores que se registran en los diferentes sectores de la región oriental, así como las omisiones generadas en el sector occidental de la cuenca, muestran la actuación de episodios tectónicos sinsedimentarios y postsedimentarios. En la Figura 12 se presenta el mapa de isópacas de esta formación.

Relaciones de contacto

Las relaciones de contacto de esta unidad con las capas infrayacentes de lutitas bituminosas de la Formación Mangrullo son netas y concordantes, mostrando una disminución del tenor de la materia orgánica y pérdida de la marcada laminación y fisilidad en las limolitas grises de la Formación Paso Aguiar.

Esta unidad litológica presenta relaciones concordantes con la capa pirobituminosa del ciclo superior de la Formación Mangrullo, estando el contacto muy bien definido en la sección de la Cañada del Rodeo del Barón.

La naturaleza de los contactos con la Formación Yaguarí es siempre concordante y transicional con cambios en las tonalidades de los sedimentos.

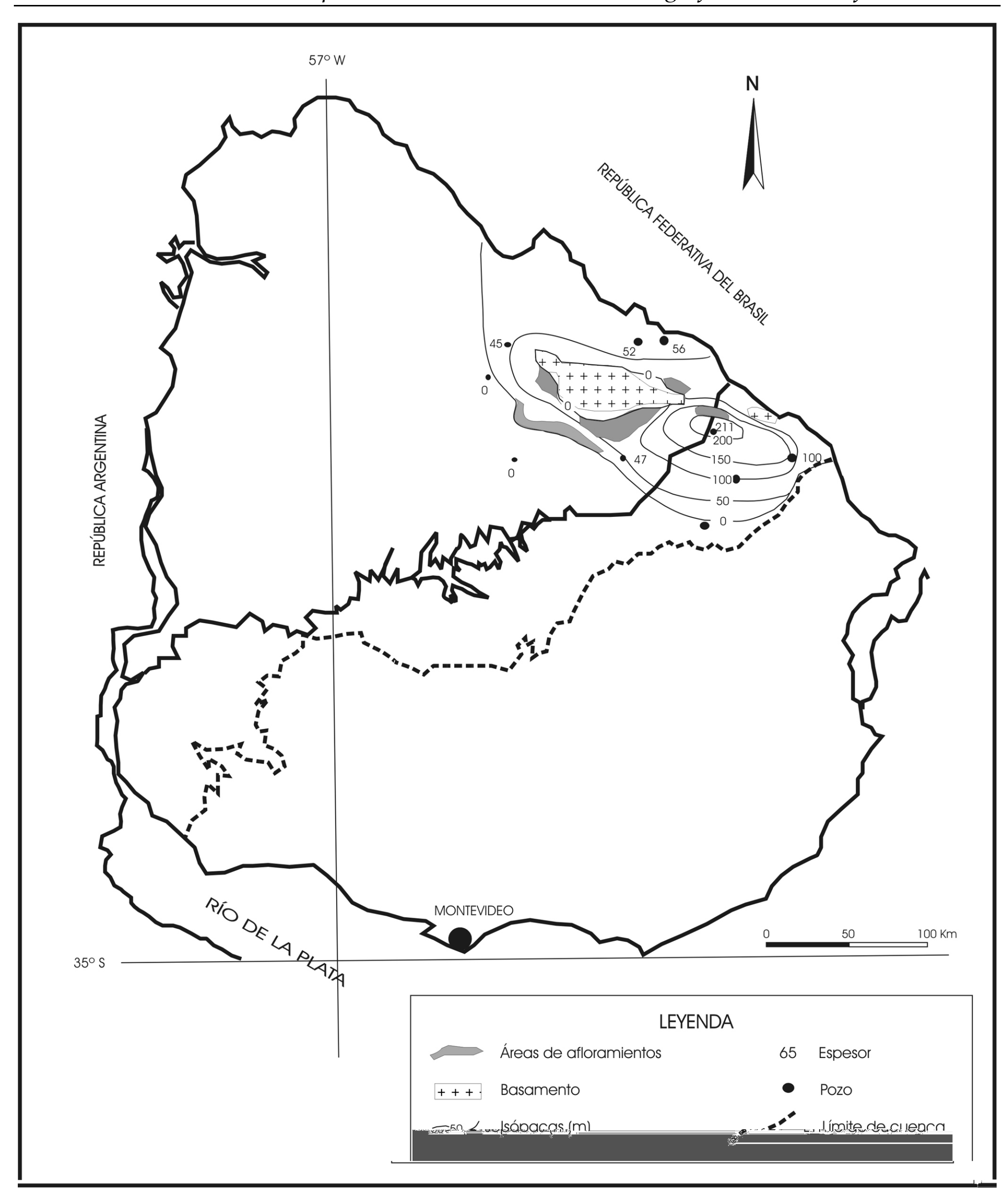


Figura 12 – *Mapa de isópacas de la Formación Paso Aguiar*
(Fuente: de Santa Ana 2004).

Paleontología y edad

Esta unidad presenta un registro fósil relativamente pobre, si se compara con los otros miembros carbonífero–pérmicos asociados. Mones & Figueiras (1981) mencionan la presencia de moluscos y troncos de gimnos-

permas. Piñeiro (2002) destaca la presencia de diversos morfotipos de escamas y dientes de peces paleonisciformes. Por otra parte, Herbst *et al.* (1987a) y Zamuner (1996), han descripto restos vegetales (improntas y troncos silicificados) asociados a la flora de *Glossopteris*.

En cuanto al registro de microfósiles, Beri & Daners (1995) citan una asociación palinológica que permite posicionar a esta unidad en el Pérmico Tardío. Sin embargo, las relaciones estratigráficas con las unidades infra y suprayacentes discutidas en este capítulo permitirían asignar esta formación al Pérmico Temprano alto.

FORMACIÓN YAGUARÍ

Esta unidad está caracterizada por una sucesión de areniscas finas verdosas que gradan a pelitas y areniscas varicolores con tonalidades muy vivas. Estas litologías desde el punto de vista ambiental marcan el pasaje desde una plataforma somera a planicies costeras arenosas, mixtas y arcillosas bajo influencia mareal.

Antecedentes

Las rocas sedimentarias asociadas a esta unidad fueron originalmente citadas por diversos autores, atribuyéndoles nominaciones definidas para capas relativamente equivalentes de la región brasileña de la Cuenca Paraná ("Camadas de Rio do Rastro", "Calcáreos de Rosinha" y "Esquistos abigarrados de Estrada Nova", de White 1908). Falconer (1937) denominó a estas litologías como "Estrada Nova", habiendo relevado los principales afloramientos.

Caorsi (1957) y Caorsi & Goñi (1958) son los primeros en definir a las rocas sedimentarias arcillosas rojas y abigarradas con referencia a una localidad del sector uruguayo de la cuenca, citando la zona del Arroyo Yaguarí en el departamento de Rivera, como uno de los puntos donde mejor se expone la unidad.

Bossi (1966) propuso la denominación de Formación Yaguarí y la definió como constituida por arcillitas, lutitas y calizas, diferenciándolas de las subyacentes por las tonalidades. El mismo autor señaló la imposibilidad de separar a la Formación Buena Vista como una unidad independiente aludiendo a la falta de identidad litológica.

En Elizalde *et al.* (1970), se efectúa una detallada caracterización litoestratigráfica de la Formación Yaguarí.

Bossi & Navarro (1988), siguiendo los criterios litoestratigráficos definidos por Ferrando & Andreis (1986), propusieron la designación de Miembro San Diego (unidad inferior) y Miembro Villa Viñoles (unidad superior) de la Formación Yaguarí. La elección de esas localidades no son las adecuadas, teniendo en cuenta principalmente que en la localidad de Villa Viñoles y en la Ruta 7 al Este, se presenta una buena sección continua de afloramientos de la Formación Paso Aguiar, donde está representada tanto la unidad inferior como superior.

Nombre y área tipo

En el departamento de Rivera, sobre el Arroyo Yaguarí, Bossi (1966) definió el área tipo de la unidad, citando entre otros afloramientos a los del Norte de la "Isla Cristalina de Rivera" (en las Rutas 27 y 28), y al pie del Cerro La Calera, donde presenta un perfil de aproximadamente 50 m. En éste predominan los términos pelíticos y lutíticos, de naturaleza montmorillonítica e illítica, con intercalación de areniscas finas rojas y lentes arcillosos, mientras que hacia el tercio superior aparecen niveles decimétricos de calcáreos, conglomerados y areniscas conglomerádicas que, de acuerdo a la opinión del autor, los considera presumiblemente retrabajados por acción marina litoral.

Litología y unidades estratigráficas

La Formación Yaguarí reúne un conjunto de litologías predominantemente siliciclásticas, arenosas finas y pelitas, que presentan en común colores primarios representados por tonalidades vivas siendo comunes los tonos abigarrados, predominando el verde, violáceo, rosado, rojo, castaño y morado (Lámina II). Las tonalidades amarillas son menos comunes y pueden estar reflejando colores secundarios.

Se propone aquí la subdivisión de la Formación Yaguarí en dos miembros:

a) El Miembro Inferior está constituido por areniscas finas a medias micáceas arcillosas de color gris verdosas, con *ripples* y *climbing ripples*; localmente aparecen láminas limolíticas de tonalidades violáceas y abigarradas. Son de composición cuarzosa, aunque pueden ocurrir localmente

porcentajes relativamente altos de clastos de composición lítica y feldespática. También se integran a esta unidad areniscas medias localmente gruesas de color blanco con moteados verdes y con estratificación cruzada de bajo ángulo. Las areniscas son finas a medias, grises claras y verdosas, sublíticas y micáceas presentan estratificación horizontal y cruzada de bajo ángulo, en algunos casos de tendencia tangencial. Asociados a estas litologías, aparecen *ripples* en sucesión de estratos delgados que muestran direcciones de paleocorrientes opuestas y *ripples* de interferencia con crestas rectilíneas.

b) El Miembro Superior reúne a una sucesión de areniscas finas y pelitas interestratificadas varicolores (verdes, rojas, marrones, naranjas, blanquecinas) con ocasionales lentes y niveles arcillosos rojos y calcáreos blancos, al tope. Asociados a las pelitas y areniscas muy finas se desarrollan estructuras concrecionales esferoidales y nódulos de carbonato de calcio. Rocas calcáreas blanquecinas, laminadas, localmente yesíferas se presentan dispersas y con un carácter lenticular. Particularmente en la zona de Ataques, La Calera y en las proximidades de Cuñapirú, Vichadero y Moirones (departamento de Rivera), las pelitas rojas con cuerpos arenosos se relacionan con paquetes de calcretes pedogenéticos. A su vez, se reconocen asociados a este Miembro niveles de cenizas volcánicas que originan los depósitos bentoníticos (*e.g.* Bañado de Medina, alrededores de Aceguá. *Vide* Lámina II).

Distribución y potencia

El mapa de isópacas de la Figura 13 muestra la distribución, desarrollo y variaciones de espesor de la Formación Yaguarí en el sector oriental de la Cuenca Norte.

Las potencias de la Formación Yaguarí al igual que el resto de las unidades pérmicas, presenta fuertes variaciones y en algunos sectores omisiones. En el pozo El Águila se registra el mayor espesor de la unidad (100 m) mientras que en el pozo Las Toscas es de 53 m, en Bañado de Rocha 70 m, en el pozo Cerrillada 23 m, y en el pozo Yaguarí 58 m.

En la región noroccidental de la cuenca no se conocen depósitos de la Formación Yaguarí, preservándose algunos relictos en el sector Sudoeste y también en la secuencia correspondiente al *prerift* de la plataforma continental uruguaya (Ucha *et al.* 2004). El Miembro Superior presenta una mayor distribución regional, particularmente en el sector Nordeste del departamento de Rivera. En el departamento de Cerro Largo se presentan buenos aflora-

mientos del Miembro Inferior (2 km al Norte del pueblo Mangrullo, sobre el camino a la Cañada de los Burros y San Diego, y sobre el camino que une Noblía y San Diego). Las cenizas volcánicas, asociadas a una sedimentación subacuática bajo influencia mareal, ocurren en los alrededores de la localidad de Bañado Medina en la Ruta 7 (Lámina II).

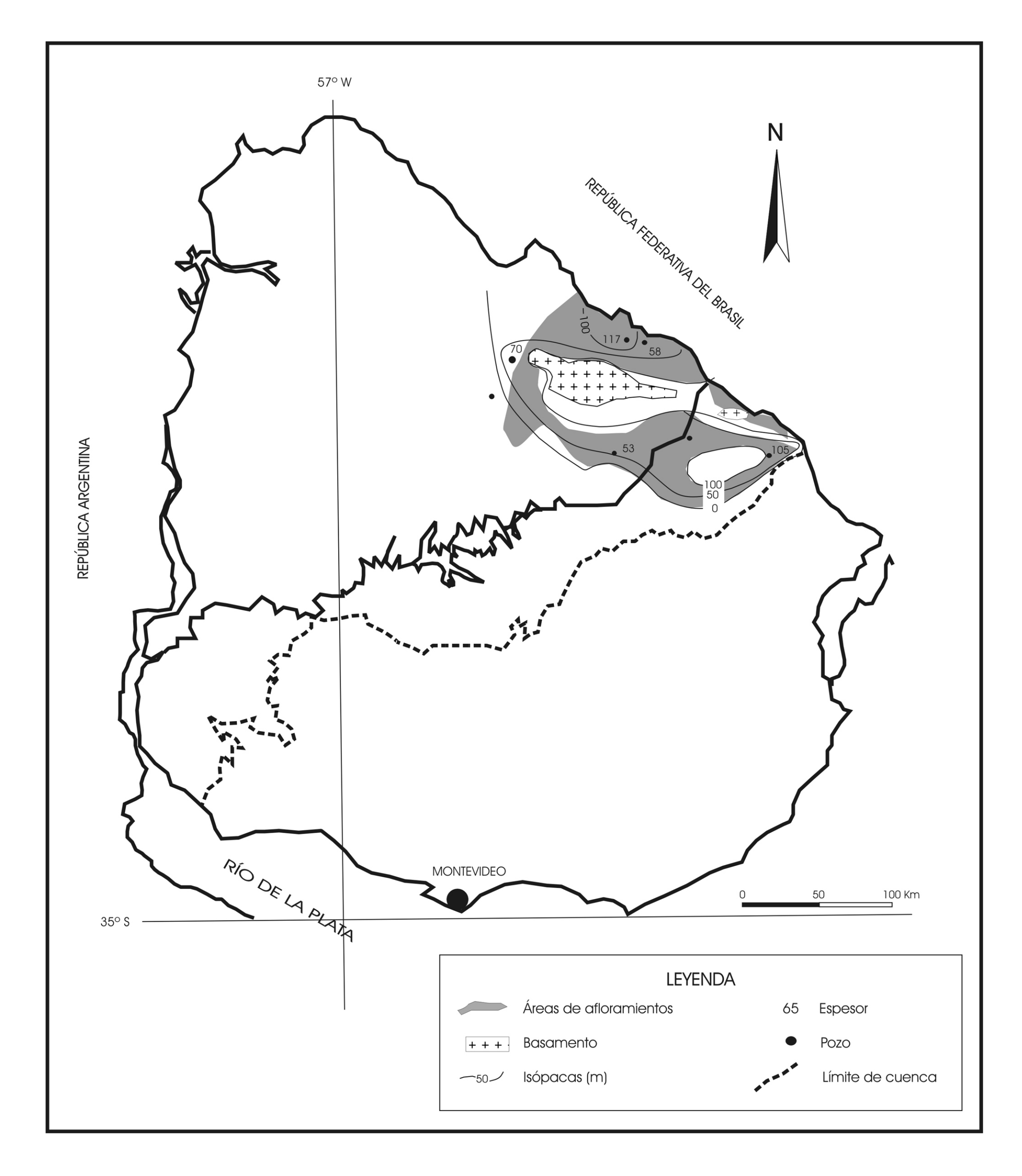


Figura 13 – *Mapa de isópacas de la Formación Yaguarí.*
(Fuente: de Santa Ana 2004)

Relaciones de contacto

Los contactos y límites de la Formación Yaguarí son transicionales con la infrayacente Formación Paso Aguiar. En la “Isla Cristalina de Rivera”, al Norte de la ciudad de Cuñapirú, la Formación Yaguarí se apoya en discordancia sobre el basamento cristalino (Bossi 1966).

Las relaciones de contacto de la unidad pelítico–arenosa y pelítica del tope de la Formación Yaguarí con la Formación Buena Vista son en ocasiones graduales, netas y concordantes. Contactos entre ambas unidades en superficie se observan en la región oriental de la Cuenca Norte en la Ruta 7 al Este de Melo.

En el sector central de la región Este de la cuenca, en la zona de Zapallar en la Ruta 44 y en la Ruta 26, y en las proximidades de la localidad de Bañado Medina, los niveles de arcillitas con bentonitas y las pelitas rojas y marrones con *ripples* aislados de la FormaciónYaguarí, se contactan con las areniscas medias y niveles conglomerádicos de la base de la Formación Buena Vista.

Paleontología y edad

Los primeros hallazgos fósiles para esta unidad fueron referidos por Cox (1934), quien cita restos de moluscos bivalvos y crustáceos concostráceos. Estos últimos también fueron registrados por Falconer (1937).

Los bivalvos mencionados fueron objeto de estudios posteriores realizados por Herbst *et al*. (1987b) y Morton & Herbst (1990), mientras que nuevas citas de concostráceos son aportadas por Gallego *et al*. (1993). Zabert (1988) y Díaz Saravia & Herbst (2001) describieron varios géneros de ostrácodos en la porción inferior de esta formación asociados a la fauna de bivalvos.

En cuanto a los macrofósiles vegetales, Herbst *et al*. (1992) y Herbst & Gutiérrez (1995) describieron asociaciones integradas fundamentalmente por impresiones de hojas, compuestas por Lycophyta, Sphenopsida, Filicopsida, Glossopteridales y Cordaitales. Los *taxa* que integran estas paleofloras se asocian a la conocida flora gondwánica de *Glossopteris*. Además, y asociado a la flora anterior, se citan restos de tallos silicificados de helechos pertenecientes al orden marattiales (Herbst 1987), así como grandes troncos

también silicificados de madera picnoxílica (Andreis *et al.* 1996a). Crisafulli (2001, 2002, 2003) estudió la rica paleoxiloflora hallada en estas sedimentitas cuyos restos de leños han sido asignados a gimnospermas (Coniferales y Ginkgoales).

Cox (1934) había asignado inicialmente una edad Triásico a la Formación Yaguarí basado en los bivalvos por él descriptos. Posteriormente, diversos autores que analizaron estratigráfica y paleontológicamente a estas rocas, coincidieron en asignarlas al Pérmico Superior (de Santa Ana 1989, de Santa Ana & Veroslavsky 1993, Goso *et al*. 2001 y Piñeiro 2002). Actualmente, basado en nuevas interpretaciones y análisis radimétricos, es posible suponer que la sedimentación de esta unidad haya comenzado a partir del Kunguriense (Pérmico Temprano alto o Pérmico medio).

FORMACIÓN BUENA VISTA

La Formación Buena Vista está compuesta por una potente sucesión de areniscas finas a medias, rojas a blanquecinas, que se intercala con niveles pelíticos rojos y conglomerádicos, caracterizando a ambientes transicionales proximales y a sistemas continentales (fluviales y eólicos). Alcanza su mayor desarrollo y espesor en la región infrabasáltica del sector occidental de la cuenca, donde supera los 670 m.

De Santa Ana (2004) propuso la subdivisión de esta formación en dos miembros: el Miembro Colonia Orozco, constituido por areniscas finas a gruesas arcillosas, cuarzosas a subarcósicas rojas, con niveles conglomerádicos y niveles pelíticos rojos, y el Miembro Cerro Conventos, constituido por areniscas finas a medias, blancas a rosadas, cuarzosas con granos esmerilados y muy redondeadas, en general con cemento calcítico, con estratificación horizontal subparalela y cruzada de alto ángulo y de gran porte.

Antecedentes

Esta unidad fue descripta por Falconer (1931, 1937) como “Areniscas de Buena Vista” y las integró a lo que denominó “Areniscas y esquistos de Estrada Nova” haciendo referencia a la similitud litológica con las unidades de la Cuenca Paraná en territorio brasileño. Caorsi (1957) y Caorsi & Goñi (1958) la cartografiaron como “Areniscas rojas de Buena Vista” separándola de las “Areniscas de Tacuarembó” y de las pelitas y arcillas abigarradas de la Formación Yaguarí.

Bossi (1966) integró a las "Areniscas de Buena Vista" a la Formación Yaguarí, aludiendo a las similitudes faciológicas entre ambas unidades en diferentes sectores de la región Este y Nordeste de la cuenca. Elizalde *et al.* (1970) y Preciozzi *et al.* (1985), integraron las "Areniscas de Buena Vista" al Miembro Superior de la Formación Yaguarí. Goso & de Santa Ana (1986) consideraron a la Formación Buena Vista como una unidad estratigráfica independiente de las formaciones Tacuarembó y Yaguarí. Ferrando & Andreis (1986) restringen su ocurrencia a los alrededores de la localidad de Buena Vista, no reconociéndola en el resto de la cuenca. De Santa Ana (1989) y de Santa Ana & Ucha (1994), redefinieron a la Fomación Buena Vista para todo el ámbito de la cuenca y la integraron a un evento depositacional en el Sistema Jurotriásico.

Litologías y unidades estratigráficas

La Formación Buena Vista redefinida, está constituida por areniscas muy finas a medias, localmente gruesas a muy gruesas con niveles de ortopsefitas y areniscas conglomerádicas de variada característica y composición.

Las areniscas presentan poca matriz pelítica y abundante cemento carbonático. Los granos que integran la fracción arenosa, presentan texturas que marcan diferentes grados de madurez.

Las tonalidades primarias son generalmente rojizas, pudiendo ocurrir colores rosados y blanquecinos, muchas veces vinculados a procesos de decoloración. Asociadas a las areniscas se desarrollan potentes paquetes pelíticos rojos masivos a débilmente laminados, con estructuras de deformación. Los términos gruesos están representados por niveles centimétricos a decimétricos de conglomerados con clastos de hasta casi 10 cm de diámetro.

Miembro Colonia Orozco

Este Miembro se presenta en el sector Sudeste y centro–Sur de la cuenca con las mejores exposiciones en la región de Colonia Orozco, al Norte y Noroeste de la ciudad de Melo y a lo largo de la Cuchilla Grande. También se reconocen litologías asimilables a este Miembro, particularmente conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas a medias, en los alrededores de la localidad de San Jorge en el departamento de Durazno (Lámina II), apoyándose en discordancia sobre la Formación San Gregorio y por debajo de los basaltos mesozoicos de la Formación Arapey.

El Miembro Colonia Orozco fue estudiado en detalle por Goso *et al.* (2001) y está integrado por una sucesión de areniscas finas a medias, localmente gruesas, con poca matriz pelítica, con estratificación cruzada, en artesa y con laminación paralela a ondulada. Las tonalidades dominantes son rojas. También se describen niveles de intraconglomerados fosilíferos (Piñeiro & Ubilla 2003) con clastos de arcilla de color rojo, y pelitas y limoarcillitas masivas o con laminación mal definida. Asociados a estos niveles finos, se intercalan cuerpos arenosos blanquecinos con estratificación cruzada, laminación tipo *ripple* y estratificación gradada inversa (Lámina II).

Las estructuras sedimentarias predominantes de la unidad son estratificación cruzada planar, tangencial y en artesas, con estratos de pequeño a mediano porte y con ángulos bajos. También se desarrollan formas canalizadas con estratificación gradada, lineación *parting* y laminación fina paralela y microestratificación cruzada por migración de *ripples* de corriente.

Las arcillitas y pelitas arenosas rojas son macivas o con laminación planoparalela, a veces mal definida, con figuras de deformación de tipo calcos de carga. Asociadas a estas litologías, se localizan concreciones carbonáticas de forma elipsoidal y septarias de variados tamaños, alcanzando los 20 cm de diámetro.

En la base del Miembro Colonia Orozco, los paquetes arenosos presentan en su tope *ripples* simétricos, con laminación ondulada interna que permite relacionarlos con el retrabajo por la acción de olas. Asociados a la base también se desarrollan 3 a 4 niveles de intraconglomerados con intraclastos pelíticos rojos, muy redondeados, y bioclastos compuestos predominantemente de huesos de reptiles y anfibios.

El Miembro Colonia Orozco también presenta niveles de ortoconglomerados, clasto–sostenidos, de composición oligomíctica. Estas litologías pueden observarse en las proximidades del Arroyo Zapallar, en la Ruta 26 próximo a Bañado Medina y en las proximidades de Molles, en el sector Norte de la Cuchilla Grande (departamento de Cerro Largo). Intraconglomerados con clastos decimétricos de areniscas rojas, bien redondeados, fueron observados en el borde del Alto de Vichadero (departamento de Rivera).

Miembro Cerro Conventos

Este miembro tiene como sección tipo al Cerro Conventos, accidente geográfico ubicado al Noroeste de la ciudad de Melo, a 23 km del empalme de

Ruta 26 con el camino a Molles (Estancia Las Piedras). En este lugar una sucesión potente de areniscas (más de 40 m), predominantemente cuarzosas, de muy buena selección, con estratificaciones horizontales y cruzadas de alto ángulo y gran porte, interpretados como depósitos eólicos duneiformes y de sábana de arena, que integran el tope de la Formación Buena Vista (Lámina II).

En los alrededores del cerro Conventos se observan las relaciones de contacto concordantes (con interdigitaciones) de esta sucesión eólica con las areniscas y pelitas rojas y rojizas que integran la Formación Buena Vista. Se trata de un bloque limitado por fallas normales que está basculado unos 30º hacia el centro de la cuenca. Otro afloramiento del Miembro Cerro Conventos, con características similares al anterior y relacionado a la estructura "Arroyo Chuy", se ubica a pocos km al Nordeste de la ciudad de Melo, en el Cerro Pesiguero. Aquí, las areniscas blancas maduras con estratificación cruzada de gran porte se apoyan concordantemente sobre las areniscas arcillosas rojas del Miembro Colonia Orozco (Lámina II).

En el subsuelo de la región occidental de la Cuenca Norte, el Miembro Cerro Conventos está muy bien representado por potentes secciones arenosas, cuarzosas, de granos finos a medios, esféricos a muy redondeados, esmerilados, con una alta madurez textural y composicional. A partir de los perfiles eléctricos y radioactivos de los pozos profundos, se constata que las sucesiones arenosas presentan un arreglo agradacional determinados por la superposición de ciclos sedimentarios de 20 a 30 m de potencia, con estratificación que muestra buzamientos relativamente constantes hacia el SSE y con ángulos entre 15º y 20º. En las digrafías, el contacto entre cada ciclo está pautado por una superficie caracterizada por un pico de mayor radioactividad, asociado a la presencia de capas pelíticas rojas laminadas de espesores métricos (interdunas).

Distribución y potencia

El mapa de isópacas de la Formación Buena Vista (Fig. 14) muestra los controles de tipo erosivos y depositacionales, caracterizados por un desarrollo discontinuo e irregular, con zonas de mayor subsidencia y apilamiento sedimentario y áreas denudadas. Las cubetas de diseño alargado que se esbozan en el isopáquico presentan ejes de dirección NW–SE y están flanqueadas por estructuras positivas subparalelas a las anteriores.

Al Norte y Noroeste de Melo, los cuerpos conglomerádicos en general presentan espesores menores que un metro. En esta región de la cuenca,

esta unidad presenta una área aflorante de dirección NE–SW de unos 5 a 15 km de ancho y unos 50 km de longitud, que se extiende a lo largo de toda la Cuchilla Grande, desde el Arroyo Zapallar hasta la Cuchilla de Melo en el departamento de Cerro Largo.

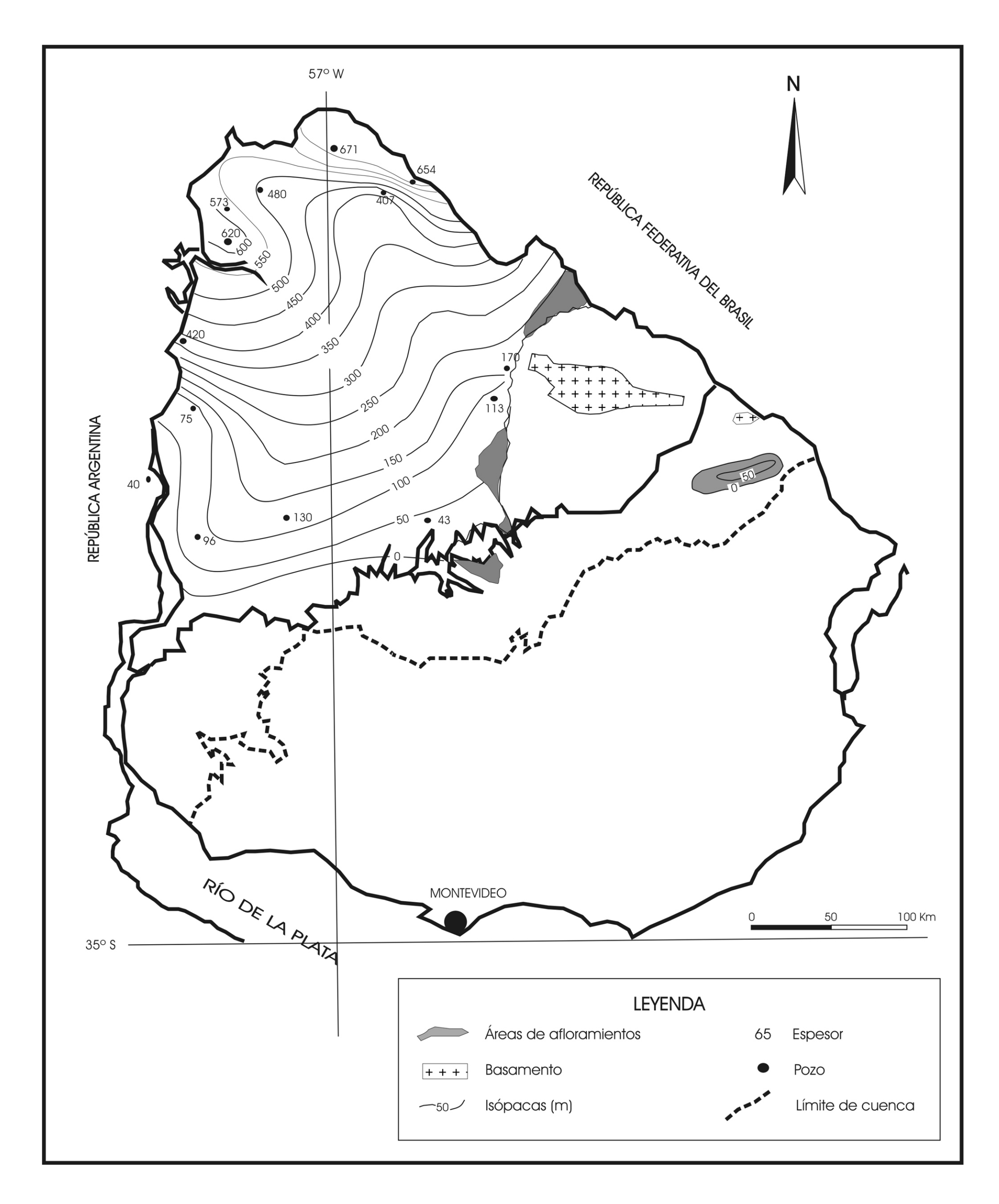


Figura 14 – *Mapa de isópacas de la Formación Buena Vista.*
(Fuente: de Santa Ana 2004)

El espesor de la Formación Buena Vista en el subsuelo del Noroeste de la cuenca es variable, alcanzando los siguientes valores en los pozos: 671 m en Yacaré (máximo espesor); 573 m en Gaspar; 480 m en Itacumbú; 620 m en Belén; 407 m en Pelado; 654 m en Artigas, y 420 m en Salto. Hacia el Este, la Formación Buena Vista presenta una potencia de 170 m en el pozo Bañado de Rocha; 113 m en Tacuarembó; 43 m en Salsipuedes; 130 m en Guichón; 96 m en Ulleste, y 75 m en el pozo Quebracho. Por su parte, en el pozo Colón de la provincia de Entre Ríos, la potencia de esta unidad sólo alcanzaría los 40 m. En superficie, en el sector Nordeste de la cuenca se reconocen secciones continuas de más de 70 m de potencia.

Relaciones de contacto

Las relaciones estratigráficas de la Formación Buena Vista con las unidades infra y suprayacentes ha sido motivo de controversias. En el sector oriental de la cuenca, las areniscas del Miembro Colonia Orozco presentan contactos graduales con límites con las limolitas y areniscas varicolores del tope de la Formación Yaguarí. Tales relaciones son posibles de observar al Norte de la ciudad de Melo (Ruta 7), particularmente en: la región del Arroyo Zapallar, el camino a la localidad de los Molles y Cruz de Piedra, los alrededores de Nando, Mangrullo y en Colonia Orozco. En el departamento de Rivera, en la localidad de Ataques (Rutas 27 y 28), las areniscas rojizas de la Formación Buena Vista también presenta contactos netos con la Formación Yaguarí.

En los sectores central y Sur de la cuenca, y en el Este del Lineamiento Tacuarembó, los conglomerados polimícticos y areniscas con estratificación cruzada de gran porte que integran las faciologías típicas de la localidad de San Jorge (departamento de Durazno) presentan contactos discordantes con los términos diamictíticos de la Formación San Gregorio.

Situación análoga es la que ocurre en la localidad de San Gregorio de Polanco (a ambas margenes del Río Negro) y al Sur de la ciudad de Tacuarembó, a pocos kilómetros del camino que va de Ruta 5 al pueblo Clara. En el pozo Tacuarembó, la Formación Buena Vista se apoya en forma discordante con la Formación Frayle Muerto.

En el subsuelo del Noroeste de la cuenca, la Formación Buena Vista se apoya en discordancia sobre la Formación Frayle Muerto en los pozos Gaspar, Artigas, Salto, Pelado, Yacaré, Belén e Itacumbú. Relaciones de

contacto discordantes presenta con la Formación Cerro Pelado en el pozo Quebracho y Colón (Argentina); y con San Gregorio en los pozos Paso Ulleste, Guichón y Salsipuedes.

Paleontología y edad

Esta unidad, hasta hace pocos años, contaba con un escasísimo registro fósil. En el transcurso de los últimos años se han reportado importantes niveles fosilíferos con paleofaunas de tetrápodos continentales en el Nordeste del país (Marsicano *et al*. 2000, Goso *et al*. 2001, Piñeiro 2002, Piñeiro & Ubilla 2003, Piñeiro *et al*. 2003 y Piñeiro *et al*. 2004). Estas paleofaunas incluyen restos de reptiles "pelicosaurios" (vértebras), procolofonoideos (elementos craneanos) y anfibios temnospóndilos (elementos craneanos y postcraneanos) probablemente vinculados con los Rhinesuchidae.

Los vertebrados fósiles hallados sugieren una edad Pérmico Tardío. Cabe mencionar que estas paleofaunas presentan características transicionales entre aquellas del Pérmico y Triásico, por lo que algunos autores contemplaron la posibilidad de que la unidad haya culminado su depositación a inicios del Triásico (Piñeiro 2002, Piñeiro & Ubilla 2003). Sin embargo, a la luz de recientes dataciones radimétricas que arrojaron edades más antiguas para las unidades infrayacentes, esto parece poco probable. Se adopta aquí una edad Pérmico Tardío para la Formación Buena Vista.

Bibliografía

Andreis RR, Anzotegui LM, Ferrando LA, Herbst R & Mautino LR (1996a): *Litofacies, paleoambientes y paleontología de la Formación Melo (Pérmico Inferior) en Arroyo Seco, Depto. de Rivera, República Oriental del Uruguay: partes I y II*. Ameghiniana 33 (3): 243-264.

Andreis RR, Ferrando L & Herbst R (1996b): *Terrenos carboníferos y pérmicos de ls República Oriental del Uruguay*, pp. 309-343 de Archangelsky S (ed): *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Andreis RR, Ferrando L & Montaña J (1993): *Facies, paleoambientes e cronoestratigrafía no subsolo do setor nordeste da bacia gondwânica uruguaia*, pp. 39-40 de *Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, SBG*. Atas 1, Rio Claro.

Antonioli L, de Santa Ana H, Dino R & Daners G (2005): *Palinoflora do Permiano Superior da Bacia Norte – Uruguai, (Formação Mangrullo).* XIX Congresso Brasileiro de Paleontología e VI Congresso Latino-Americano de Paleontología, Resumos, Sección Biocronología – Bioestratigrafía, 3 pp.

Balistieri P, Guimarães Netto R, Verde M & Goso C (2001*): Comparación entre dos asambleas icnofosilíferas del Permo–Carbonífero en la Cuenca de Paraná (Fm. San Gregorio, Uruguay y Fm. Rio do Sul, Brasil).* XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología, CD Actas, Montevideo, 1 p.

Basei M, Rocha Campos A & Nutman AP (2004): *Idade e proveniência de zircões de rochas neopaleozóicas do Brasil: resultados preliminares*. Simposio 40 Anos de Geocronología no Brasil (USP), Boletim de Resumos 9, São Paulo.

Beltan L (1977): *Découverte d´une ichtyofaune dans le Carbonifère supérieur d´Uruguay. Rapports avec les faunes ichtyologiques contemporaines des autres régions du Gondwana.* Annales de la Société Géologique du Nord*,* 97: 351-355.

Beltan L (1981): Coccocephalithchys tessellatus *n.sp. (Pisces, Actinopterygii) from the Upper Carboniferous of Uruguay*. II Congreso Latinoamericano de Paleontología, Porto Alegre, Anais I: 95-106.

Beltan L (1988): *The paleoichthyofauna from the San Gregorio Formation (Late Carboniferous or Early Permian) of South America*. 7th Gondwana Symposium, Abstracts 39, São Paulo.

Beri A & Daners G (1995): *Palinología de la Perforación Nº 221, Pérmico, R.O. del Uruguay*. Geociências 14(2): 145-160.

Beri A & Daners G (1996): *Palinomorfos de la perforación Cerro Largo Sur N°4, Pérmico Inferior, Uruguay*. Revista Chilena de Historia Natural, 69: 163-170.

Beri A & Daners G (1998): *Estudio palinológico de la perforación 201 (Dinamige), Pérmico, Uruguay*. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica), 94(1-2): 55-64.

Beri A & Goso C (1996): *Análisis palinológico y estratigráfico de la Fm. San Gregorio (Pérmico Inferior) en el área de los cerros Guazunambí, Cerro Largo, Uruguay*. Revista Española de Micropaleontología, XXVIII(2): 67-79.

Beri A & Goso C (1998): *Estudio palinológico y estratigráfico de la Formación San Gregorio en el borde Sureste de la Cuenca Norte Uruguaya*. Revista Universidade Guarulhos, III(6): 108-119.

Beri A, Daners G & Tejera L (2000): *Palinología de la Formación Tres Islas en la perforación 313/1, Pérmico Inferior, Uruguay.* Revista Universidade Guarulhos, V(6): 71-79.

Beri A & Pecoits E (2001): *Palinología y sedimentología de la Formación Melo (Pérmico) en la Cañada "El Barón", departamento de Cerro Largo, Uruguay.* Ameghiniana, 38(4): 419-428.

Bossi J & Ferrando L (2001): *Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a escala 1:50.000*. Versión CD-Rom, Geoeditores, Montevideo.

Bossi J & Navarro R (1988): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, 3ª edición, 2 tomos, Montevideo, pp.1-966.

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Colección Ciencias, nº 2. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 419 pp.

Bossi J, Campal N, Civetta L, De Marchi G, Girardi VAV, Mazzucchelli M, Picirillo M, Rivalenti G, Sinigoi S, Texeira W & Fragoso-Cesar AR (1990): *Petrological and geochronological aspects of the Precambrian mafic dikes swarm from Uruguay*. II International Dyke Swarm Symposyum UNESCO–IUGS. Proyecto IGP Nº 257 C: 309, Adelaide, Australia.

Bossi J, Ferrando L, Elizalde G, Morales H, Ledesma J, Carballo E, Ford I & Montaña J (1975): *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:1.000.000.* Dirección de Suelos y Fertilizantes (MGAP), Montevideo, 32 pp.

Braun A, Sprechmann P & Gaucher C (2003): *Stratigraphic age of phosporite–nodules from San Gregorio Formation of Uruguay*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, (12): 739-748.

Caorsi J (1957): *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000.* Instituto Geológico del Uruguay, Montevideo.

Caorsi JH & Goñi JC (1958): *Geología Uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 37: 1-41.

Closs D (1967a): *Orthocone cephalopods from the Upper Carboniferous of Argentina and Uruguay.* Ameghiniana, 5(3): 123-129.

Closs D (1967b): *Upper Carboniferous naptychi from Uruguay*. Ameghiniana, 5(4): 145-148.

Closs D (1969): *Intercalation of Goniatites in the Gondwana glacial beds of Uruguay.* I International Symposium of Gondwana Geology & Stratigraphy (IUGS–Geol.), 2: 197-212.

Cox IR (1934): *Lamelibranquios de los estratos Gondwánicos del Uruguay*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 21: 3-13.

Crisafulli A & Lutz A (1995): Taxopitys uruguaya *Nov. Sp. (Coniferopsida, Taxales) del Pérmico de Uruguay*. Ameghiniana, 32(4): 391-399.

Crisafulli A (2001*): Leños pérmicos de la Formación Yaguarí, República Oriental del Uruguay*. Ameghiniana, 38(1): 61-72.

Crisafulli A (2002): *Contribución a la paleoxiloflora de la Formación Yaguarí, Pérmico Superior de Uruguay*. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 4(1): 45-54.

Crisafulli A (2003): *Nuevos registros de la xilotafoflora de la Formación Yaguarí (Pérmico Superior), Uruguay*. XII Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes 29, Buenos Aires

Daemon RF & Quadros LP (1970): *Bioestratigrafía do Neopaleozóico da Bacia do Paraná*. 24º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Brasilia, 359-412.

Daners G & de Santa Ana H (2003): *Primer registro para Uruguay de* Deusilites tenuistriatus *Gutiérrez, Césari y Archangelsky (Formación San Gregorio, Cuenca Chacoparanense).* Ameghiniana, 40(4) suplemento: 20R.

Daners G, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2003*): Paleozoico Superior en la plataforma continental uruguaya: evidencias geológicas y palinológicas*. XII Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes 30, Buenos Aires.

Daners G, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2004): *Nuevos datos palinológicos de la sección basal de la formación San Gregorio en la localidad de Paso de las Bochas (Pérmico inferior, Cuenca Norte, Uruguay*). IV Congreso Uruguayo de Geología, CD-Rom, Montevideo.

De Santa Ana H & Gutiérrez L (2000): *Formación Mangrullo (Cuenca Norte, Uruguay): estratigrafía y recursos minerales asociados.* Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, 7: 2-14.

De Santa Ana H & Ucha N (1994): *Exploration, perspectives and hidrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basins*. ANCAP (inédito), Montevideo, 90 pp.

De Santa Ana H & Veroslavsky G (1993): *Cronoestratigrafía de las secuencias paleozoicas de la Cuenca Norte Uruguaya (borde Sureste de la Cuenca de Paraná).* I Simposio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Resúmenes Ampliados, Rio Claro, pp. 41-43.

De Santa Ana H (1989): *Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte uruguaya*. Boletin Técnico de ARPEL, 18(4): 319-339.

De Santa Ana H (2004): *Análise Tectono–estratigráfica das Seqüências Permotriassica e Jurocretácea da Bacia Chacoparanense Uruguaia ("Cuenca Norte"*). Tese de Doutorado, IGCE–Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brasil, 274 pp.

De Santa Ana H, Beri A, Goso C & Daners G (1993): *Análisis estratigráfico de la Formación San Gregorio (Pérmico Inferior) en los testigos del pozo Cerro Largo Sur Nº 4 (Dinamige) Uruguay*. Revista Brasileira de Geociências, 23(4) 347-351.

De Santa Ana H, Rossello E, Fulfaro VJ & Veroslavsky G (2001): *Evidencias de deformación compresiva permotriásica en la Cuenca Norte (Uruguay).* XI Congreso Latinoamericano de Geología – Congreso Uruguayo de Geología, CD-Rom, Montevideo.

De Santa Ana H, Ucha N, Couto H, Triunfo G (1982): *Evaluación de Yacimientos de Lutitas Pirobituminosas del Uruguay.* ANCAP (inédito), 12 tomos, Montevideo.

De Santa Ana H, Veroslavsky G & Goso C (1990)*: Reconocimiento de depósitos turbidíticos asociados a la Formación Tres Islas en el área del Cerro de la Valeriana. Departamento de Cerro Largo.* I Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes, Montevideo, 1:19-24

Díaz Saravia P & Herbst R (2001): *Ostrácodos dulceacuícolas de la Formación Yaguarí, Pérmico Superior, R.O. del Uruguay*. Ameghiniana, 38(2): 213-218.

Dino R (1988): *Análise palinoestratigráfica da Bacia do Paraná–Uruguai.* Petrobras–Cenpes (Relatorio interno ANCAP), 21 pp.

Du Toit AL (1927): *A geological comparison of South America with South Africa*. Camegie Inst. Washington, 381(1): 1-157.

Elizalde G, Eugui W, Verdesio J, Stapff M & Tellechea J (1970): *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000. 3 Segmento Aceguá sector XXX.* Boletín Nº 3, Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, pp 1-127.

Falconer JD (1931): *Memoria Explicativa del mapa geológico de la región sedimentaria del Departamento de Cerro Largo*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 12: 1-22.

Falconer JD (1937): *The Gondwana System of north eastern Uruguay with special reference to the Eogondwana beds*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 23: 1-112.

Fasolo Z & Vergel MM (1994): *Palinología de la perforación Fraile Muerto (FM 2), Formación Tres Islas (Pérmico Inferior) de la Cuenca Paraná de Uruguay*. Acta Geologica Leopoldensia, 39(2): 679-689.

Ferrando L & Andreis RR (1986). *Nueva estratigrafía en el Godwana de Uruguay.* I Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos – Arpel, Actas V1, Buenos Aires, pp. 295-322.

Ferrando L & Andreis RR (1990): *Una nueva localidad de la Formación Melo Aº Seco (Depto. de Rivera, Uruguay): litofacies e interpretación paleoambiental preliminar*. Annual Meeting of the Working Group Proyect Nº 211, IUGS–UNESCO, pp. 69-71.

Ferrando L & Montaña J (1987): *Hipótesis preliminar sobre la evolución paleogeográfica de la Cuenca de Paraná en Uruguay*. III Simposio Sul Brasileiro de Geologia, Atas I, Curitiba, pp. 393-400.

Figueiras A & Broggi J (1968): *Estado actual de nuestros conocimientos sobre los moluscos fósiles del Uruguay. III*. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay 2(15): 279-313.

Fulfaro VJ, Saad AR, Santos MV & Viana RB (1982): *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná*. Revista Brasileira de Geociências, 12(4): 590-610.

Gallego OF, Herbst R & Ferrando LA (1993): Cyzicus (E). falconeri *n. sp. (Conchostracea) de la Formación Yaguarí (Pérmico Superior), Uruguay*. Ameghiniana, 30(1): 17-22.

Goso C (1995): *Análise estratigráfica da Formação São Gregorio na borda leste da Bacia Norte uruguaia*. Dissertação de Mestrado (inédito), IGCE–Unesp, Rio Claro, SP, 214 pp.

Goso C, Piñeiro G, de Santa Ana H, Rojas A, Verde M & Alves C (2001): *Primeros resultados del análisis bio-crono y litoestratigráfico en depósitos Permo–Triásicos? de las formaciones Yaguarí y Buena Vista, en el borde oriental de la Cuenca Norte uruguaya.* XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología, Actas, CD-Rom, Montevideo.

Goso C, Veroslavsky G & de Santa Ana (1996): *Modelo estratigráfico seqüêncial da Bacia Norte Uruguaia.* XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Salvador, pp. 159-161.

Goso H & de Santa Ana H (1986): *Evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Norte uruguaya. Modelo preliminar.* LX RANE 1986, Presente y futuro de la exploración de hidrocarburos en las cuencas latinoamericanas, ARPEL, 30, Lima.

Guillemain C (1911): *Zur Geologie Uruguays*. Zeitsch. Deutsh. Geol. Ges., Bd. 63, Berlín, pp. 203-220.

Herbst R (1987): *Studies on Psaroniaceae.* II Tuvichapteris solmsi *Nov. Gen. et Sp. from the permian of Paraguay and Uruguay*. IV Congreso Latinoamericano de Paleontología, I: 267-282.

Herbst R & Gutiérrez PR (1995): Cyclodendron andreisii *nov. sp. (Lycopodiopsidaceae, Lycophyta) del Pérmico Superior de Uruguay*. Ameghiniana, 32(2): 141-150.

Herbst R, Ferrando L & Jalfin G (1987a): *Descripción de una flora de* Glossopteris *de la Formación Melo (Pérmico), Dpto. de Cerro Largo, R.O. del Uruguay.* Facena, 7: 67-86.

Herbst R, Lutz AI, Montaña JR & Ferrando LA (1992): *La tafoflora de* Glossopteris *del Arroyo del Blanquillo (Dpto. Rivera) del Pérmico Superior (Formación Yaguarí) del Uruguay*. Facena, 9: 39-75.

Herbst R, Morton LS & Ferrando LA (1987b): *Los pelecípodos dulceacuícolas del Pérmico superior de Paraguay y Uruguay*. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral, 18(2): 107-122.

Kling SA & Reif WE (1969): *The Paleozoic history of amphidisc and hemidisc sponges: new evidence from the Carboniferous of Uruguay.* Journal of Paleontology*,* 43(6): 1429-1434.

Llambías de Olivar A (1918): *Informe acerca de la investigación geológica efectuada en la República con el Dr. Arrojado Lisboa*. Boletín Instituto de Geología y Perforaciones, 3: 20-42.

Marques-Toigo M (1970): Anabaculites *nov. gen., a new miospore generus from San Gregorio Formation of Uruguay.* Ameghiniana, 7(1): 79-82.

Marques-Toigo M (1973a): *Estudo palinológico de concreções calcárias da Formação San Gregorio, NE da República Oriental del Uruguai – Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado (inédito), Porto Alegre, UFRGS, 109 pp.

Marques-Toigo M (1973b) : *Ammonoids x pollen and the Carboniferous or Permian age of San Gregorio Formation of Uruguay, Parana Basin*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 44 (supl.): 237-241.

Marques-Toigo M (1974): *Some new species of spores and pollens of Lower Permian age from the San Gregorio Formation in Uruguay*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 46(3/4): 601-616.

Marques-Toigo M (1988): *Palynobiostratigraphy of the southern Brazilian Neopaleozoic Gondwana sequence*. 7º International Gondwana Symposium, São Paulo, pp. 503-516.

Marsicano CA, Perea D & Ubilla M (2000): *A new temnospondyl amphibian from the lower Triassic of South America*. Alcheringa, 24: 119-123.

Marstrander R (1915): *Informe preliminar sobre las riquezas minerales de la República Oriental del Uruguay*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 2: 1-87.

Martínez Machiavello JC (1963): *Microesporomorfos tipos contenidos en el glacial de la base del sistema de Gondwana del Uruguay.* Boletim da Universidade do Paraná, Geología, 10: 1-15.

Mautino LR, Anzótegui LM & Vergel MM (1998a): *Palinología de la Formación Melo (Pérmico Inferior) en Arroyo Seco, Departamento Rivera – República Oriental del Uruguay. Parte IV: Esporas*. Ameghiniana, 35(1): 67-79.

Mautino LR, Vergel MM & Anzótegui LM (1998b): *Palinología de la Formación Melo (Pérmico Inferior) en Arroyo Seco, Departamento de Rivera, República Oriental del Uruguay. Parte III: Especies nuevas*. Revista Española de Micropaleontología, 30(3): 107-110.

Mautino LR, Vergel MM & Anzótegui LM (1998c): *Palinología de la Formación Melo (Pérmico Inferior) en Arroyo Seco, Departamento de Rivera, Uruguay. Parte V: granos de polen, acritarcas e Incertae sedis*. Ameghiniana, 35(3): 299-314

Milani EJ & Ramos VA (1998): *Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná.* Revista Brasileira de Geociências, 28(4): 473-484.

Milani EJ (2004): *Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná*, pp. 265-279 de Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Ré Carneiro CD & de Brito Neves BB (orgs): *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Ed., São Paulo.

Mones Á & Figueiras A (1981): *A geo-paleontological synthesis of the Gondwana formations of Uruguay*, pp. 47-52 de Cresswell MM & P Vella (eds): *Gondwana Five: Proceedings of the Fifth International Gondwana Symposium*. AA Balkema, Rotterdam.

Morton LS & Herbst R (1990): Leinzia similes *(Holdhaus), (Pelecypoda) en el Pérmico Superior (Formación Yaguarí) de Uruguay.* Rev. Asoc. Ciencias Naturales del Litoral, 20 pp.

Petri S & Fulfaro VJ (1988): *Geologia do Brasil*. Edusp, São Paulo, 631 pp.

Pinto ID, Piñeiro G & Verde M (2000): *First Permian insects from Uruguay*. Pesquisas em Geociências, 27(1): 89-96.

Piñeiro G (2002): *Paleofaunas del Pérmico–Eotriásico de Uruguay.* Tesis de Maestría, Universidad de la República–PEDECIBA, 208 pp.

Piñeiro G (2004): *Faunas del Pérmico y Permo–Triásico de Uruguay: Bioestratigrafía, Paleobiogeografía y Sistemática*. Tesis de Doctorado, Universidad de la República–PEDECIBA, 215 pp.

Piñeiro G & Ubilla M (2003*): Unidades permo–triásicas en la Cuenca Norte: paleontologia y ambientes*, pp 33-51 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds): *Cuencas sedimentarias de Uruguay. Geología paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo.

Piñeiro G, Beri A & Verde M (1998): *Estudio de una asociación fosilífera de la Formación Mangrullo (Pérmico Tardío) del Uruguay.* Actas del II Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo, pp. 202-204.

Piñeiro G, Rojas A & Ubilla M (2004): *A new procolophonoid (Reptilia, Parareptilia) from the Upper Permian of Uruguay.* Journal of Vertebrate Paleontology, 24(4): 814-821.

Piñeiro G, Verde M, Ubilla M & Ferigolo J (2003): *First basal synapsids ("Pelycosaurs") from the Late Permian of Uruguay, South America.* Journal of Paleontology, 77(2): 389-392.

Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000*. DINAMIGE, Montevideo, 90 pp.

Rey Vercesi D (1933): *Terrenos Gondwánicos del departamento de Rivera*. Boletín Instituto de Geología y Perforaciones, 20: 15 pp.

Schröeder J (1935): *Rocas bituminosas y su explotación química (estudio de algunas muestras de esquistos de Iratí procedentes del departamento de Cerro Largo en la República Oriental del Uruguay y de las posibilidades de su aprovechamiento industrial).* Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 22: 1-256.

Souza PA & Marques-Toigo (2001): *Zona* Vittatina: *marco palinobioestratigráfico do Permiano Inferior da Bacia do Paraná.* Ciência-Técnica-Petróleo, 20: 153-159.

Sprechmann P, Da Silva J, Gaucher C, Montaña J & Herera Z (2001): *Nuevos hallazgos fósiles en concreciones de la Formación San Gregorio del Uruguay e implicancias paleoecológicas y paleoclimáticas.* II Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Resúmenes, 28.

Terra Arocena E (1926): *Nota sobre el piso de Itararé y los sedimentos marinos de Rincón de Alonso*. Instituto Geológico y de Perforaciones del Uruguay, Boletín, 8: 1-20.

Ucha N, de Santa Ana H, Veroslavsky G (2004*): La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero*, pp. 173-192 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds): *Cuencas sedimentarias de Uruguay. Geología paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo.

Verde M & Piñeiro G (2003): *The fish trace fossil* Undichna insolentia *Anderson, 1976 in the Mangrullo Member, Melo Formation (Early Permian?), Northeast Uruguay*. Jornadas de la Sociedad Zoológica del Uruguay, Montevideo, 94.

Veroslavsky G, Daners G & de Santa Ana H (2003): *Rocas sedimentarias pérmicas en la plataforma continental uruguaya: el prerift de la Cuenca de Punta del Este.* Geogaceta, 34: 203-206.

Walther K (1919): *Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República O. del Uruguay*. Boletín del Instituto Geológico y de Perforaciones, 3: 1-186.

Walther K (1924): *Los resultados de las perforaciones practicadas en el departamento de Cerro Largo en busca de Carbón de Piedra*. Boletín del Instituto Geológico y de Perforaciones, 6: 1-19.

White IC (1908): *Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas ao Sul do Brasil, Comissão de Estudos de Carvão de Pedra do Brasil.* Rio de Janeiro, tomo 1, 300 pp.

Ybert JP & Marques-Toigo M (1970): Polarisaccites *Nov. Gen.* Pollen et Spores XII(3): 469-481.

Zabert LL (1988): *Ostrácodos de agua dulce del Pérmico superior, Formación Yaguarí, Uruguay.* VI Panel sobre Geología del Litoral y I Reunión de Geología del Uruguay, Actas, Salto, p. 73.

Zamuner AB (1996): Araucarioxylon petriellae *n. sp., una posible glossopteridal de la Formación Melo (Pérmico inferior), Uruguay.* Ameghiniana, 33(1): 77-94.

Lámina I – *Algunos afloramientos representativos de las formaciones San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo y Paso Aguiar, presentes en la Cuenca Norte.*

A: *Rocas sedimentarias de origen marino de la Formación San Gregorio, depositadas bajo fuerte influencia glaciar (barrancas del Río Negro al final de la Ruta 100, casi frente a San Gregorio de Polanco, en el departamento de Durazno).*

B: *Estrías de origen glaciar labradas sobre rocas del basamento cristalino y diamictitas de la Formación San Gregorio (Estancia Las Moras, Ruta 7 al Sur de Cerro de las Cuentas, departamento de Cerro Largo).*

C: *Pelitas grises y negras con delgadas intercalaciones de areniscas finas de la Formación Cerro Pelado en el área tipo (Ruta 26 al Este de Melo, departamento de Cerro Largo).*

D: *Areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal y cruzada de mediano porte, de origen fluvio–deltaicas, correspondientes a la Formación Tres Islas (escarpas del Sur de Melo al Este de Ruta 8, departamento de Cerro Largo).*

E: *Estratos de pelitas grises con intercalaciones de barras arenosas que representan el pasaje entre las formaciones Tres Islas y Frayle Muerto en el cauce del Arroyo Seco (Ruta 27 al Noroeste de Vichadero, departamento de Rivera).*

F: *Detalle del pasaje de la Formación Mangrullo (calizas y lutitas bituminosas fosilíferas) hacia la Formación Paso Aguiar (pelitas y areniscas grises) en la represa de la Estancia del Barón (cerca de Pueblo Mangrullo, departamento de Cerro Largo).*

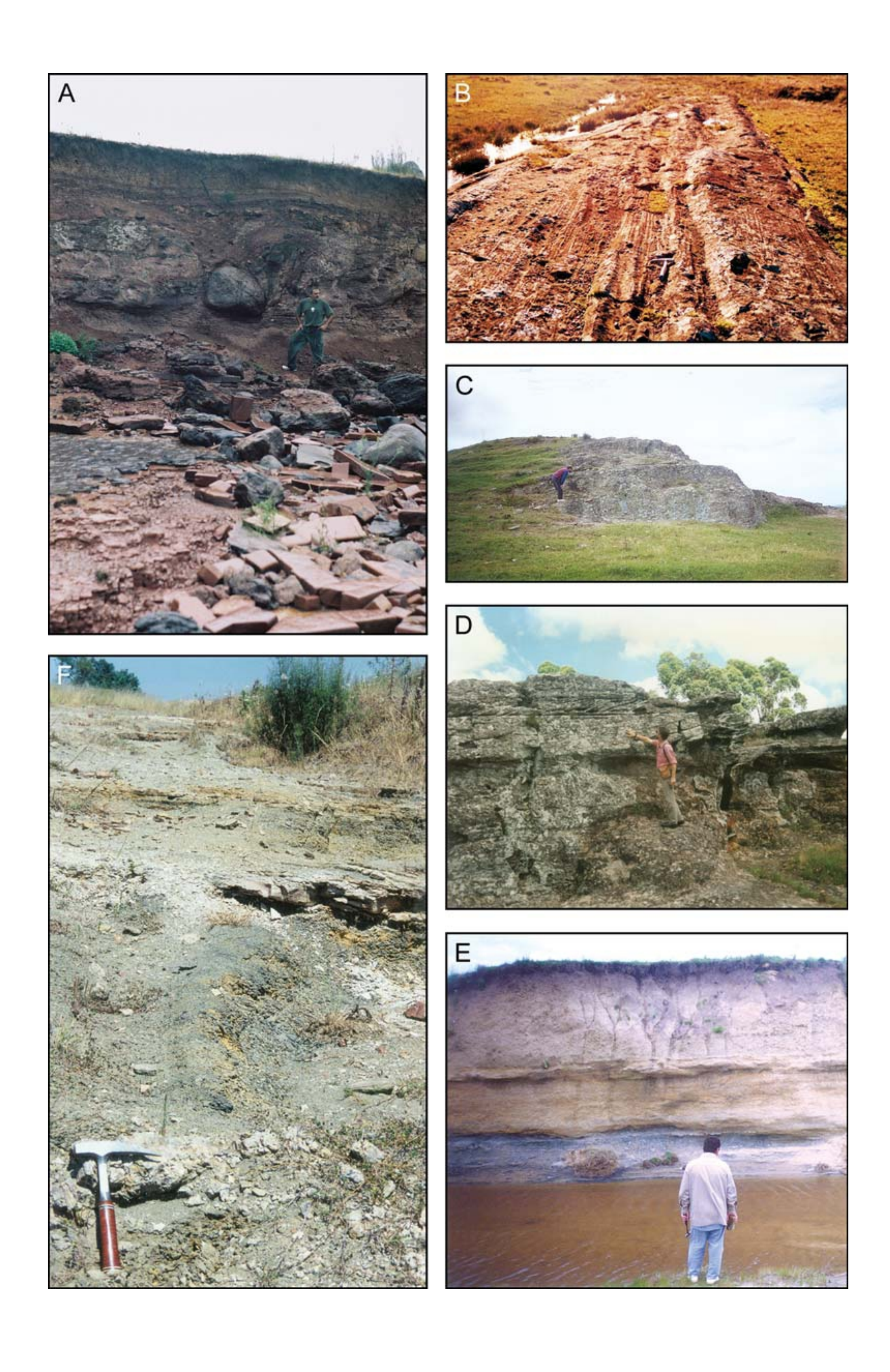

A
B
C
D
E
F

Lámina II – *Algunos afloramientos representativos de las formaciones Yaguarí y Buena Vista de la Cuenca Norte.*

A: *Interdigitación de pelitas y areniscas finas que representan las planicies mareales de la Formación Yaguarí (Ruta 7 al Nordeste del Arroyo Bañado Medina, departamento de Cerro Largo).*

B: *Pelitas rojizas y verdosas intercaladas a niveles de areniscas hacia el tope de la Formación Yaguarí (alrededores de Colonia Orozco, departamento de Cerro Largo).*

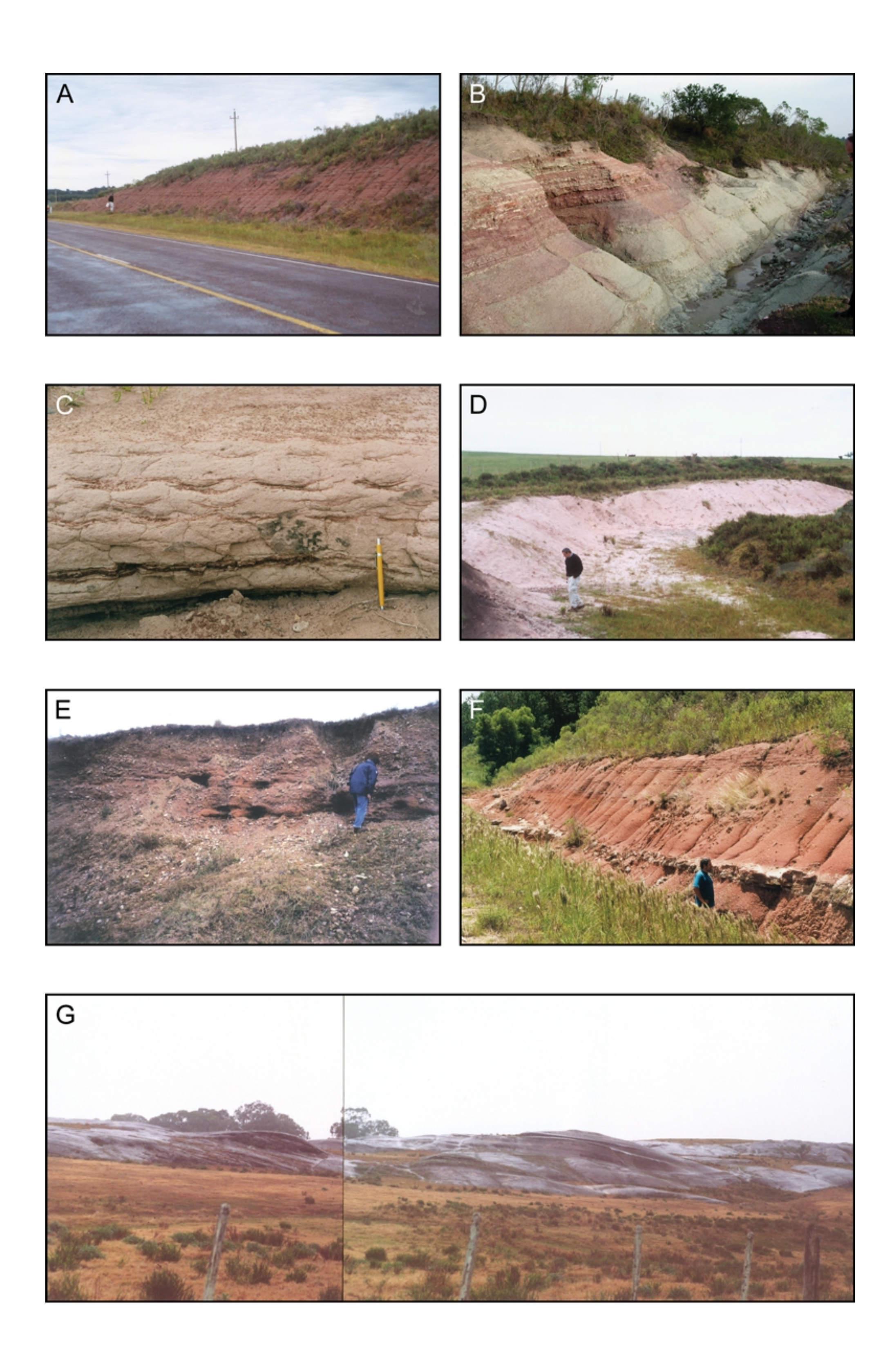
C: *Detalle de la Formación Yaguarí mostrando niveles de areniscas finas y láminas arcillosas conformando estructuras* flaser *(de tipo bifurcado) y lenticulares (Ruta 7 al Este de Melo, departamento de Cerro Largo).*

D: *Niveles métricos de bentonitas asociados a la Formación Yaguarí (Ruta 7 y Arroyo Bañado Medina, departamento de Cerro Largo).*

E: *Niveles conglomerádicos y areniscas conglomerádicas correspondientes a sistemas aluviales proximales de la Formación Buena Vista (Ruta 43, departamento de Durazno).*

F: *Estratos de limolitas rojizas cortadas por depósitos arenosos canaliformes, con gradación normal y* climbing ripples, *interpretados como depósitos fluviales de la Formación Buena Vista (Ruta 8 al norte de Melo, departamento de Cerro Largo).*

G: *Areniscas finas, blancas y cuarzosas, con estratificación cruzada, gran porte y alto ángulo (dunas), intercaladas a niveles de areniscas similares con estratificación subhorizontal a horizontal (sábanas), que corresponden a depósitos eólicos del tope de la Formación Buena Vista (Cerro Conventos, departamento de Cerro Largo).*



A
B
C
D
E
F
G

CUENCA NORTE:
EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y SEDIMENTARIA DEL CARBONÍFERO–PÉRMICO

Héctor de Santa Ana, Gerardo Veroslavsky,
Vicente Fulfaro y Eduardo Rossello

LA CUENCA NORTE DE URUGUAY CONSTITUYE LA REGIÓN AFLOrante más austral de un ámbito de sedimentación gondwánico mucho más extenso conocido como Cuenca Paraná (Brasil–Paraguay) y Cuenca de la Llanura Chacoparanense (Argentina) (Fig. 1). Algunos autores incluyen también a la porción oriental del Chaco Boliviano (*vide* França *et al.* 1995) y aún debe contemplarse la región que, luego de la fragmentación de Gondwana, se preservó en los territorios de África del Sur (*vide* Capítulo I).

En conjunto comprende una superficie de más de 1.700.000 km^2 donde se acumularon, en algunos sectores, más de 7.000 m de rocas ígneas y sedimentarias que comprenden casi todo el registro fanerozoico, destacándose en particular los depósitos paleozoicos y cretácicos. En el territorio uruguayo, las potencias máximas perforadas superan los 2.300 m (*e.g.* pozos Yacaré y Belén), aunque se estima que en algunos sectores los espesores del relleno podrían alcanzar los 3.000 m.

Esta amplia sineclisa, en una visión moderna, es concebida como una extensa área geográfica, de naturaleza cratónica, donde se han superpuesto a lo largo del tiempo varias cuencas sedimentarias cuyas geometrías y límites variaron en forma considerable (*vide* Zalán *et al.* 1990). Esto es el resultado de la evolución tectónica regional que permitió la alternancia de momentos favorables para la acumulación, otras veces situaciones propicias para la erosión y otras donde imperaron momentos de no depositación.

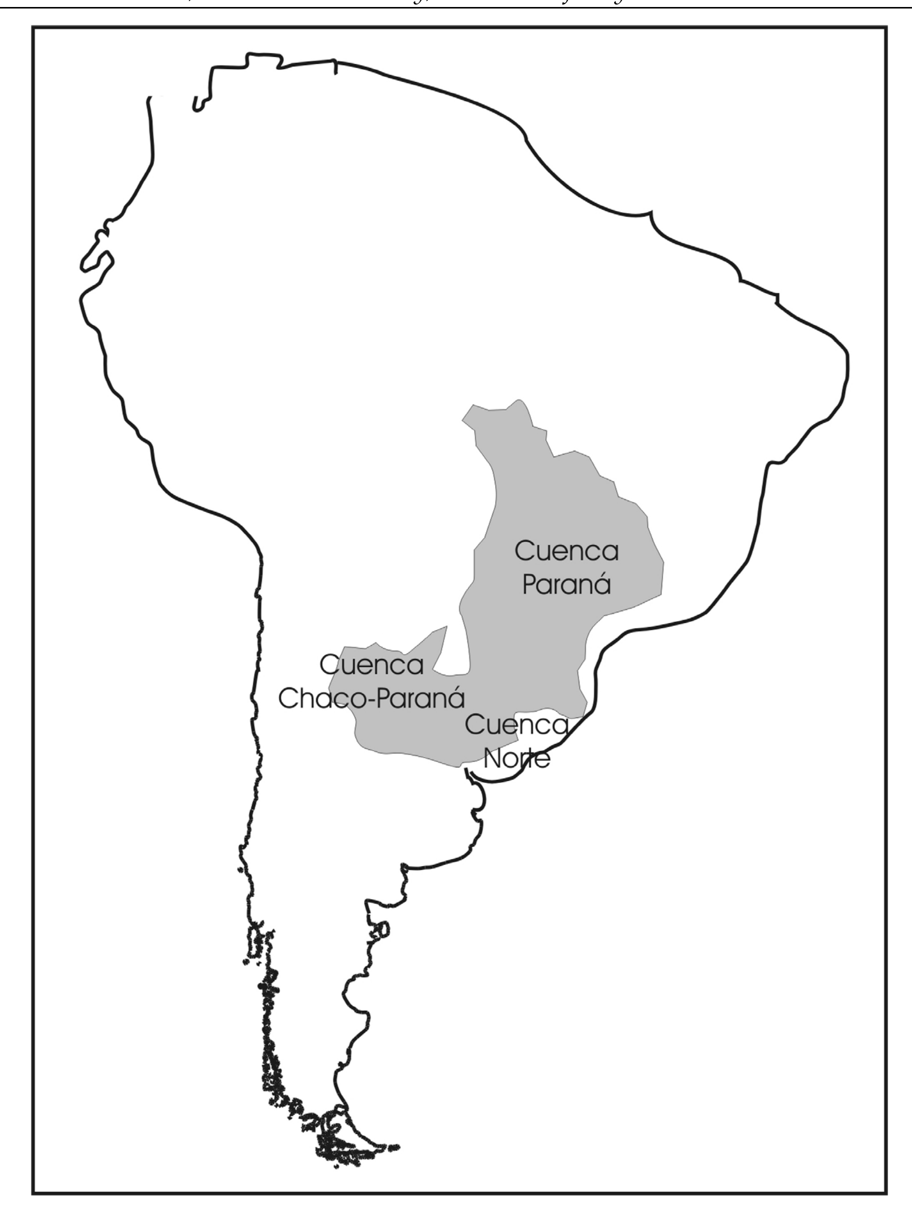


Figura 1 – *Mapa de la Cuenca Paraná* latu sensu.

Este gran escenario sedimentario compartió, a lo largo de algunos momentos, una historia común con otras cuencas que se desarrollaron en el contexto paleogeográfico gondwánico (*vide* Capítulo I). Durante el Paleozoico, estas áreas cratónicas configuraron un amplio golfo o mar abierto hacia el Oeste, con el océano *Panthalassa* como nivel de base regional (*vide* Fulfaro *et al*. 1982, Zalán *et al*. 1990).

Varios autores han insistido que los grandes rasgos tectónicos y sedimentarios de la Cuenca Paraná (*latu sensu*) deben ser analizados bajo una óptica amplia y donde se tomen en cuenta los sucesivos eventos tectónicos de la margen occidental de Gondwana. Los mismos habrían condicionado y pautado buena parte de los ritmos de la sedimentación y subsidencia que ocurrieron hacia el interior de las áreas cratónicas.

Existen fuertes analogías entre las cuencas gondwánicas más alejadas y la geología de la Cuenca Paraná (*latu sensu*). Sin embargo, ésta posee varias particularidades a lo largo de su evolución lo que puede deberse a la actuación de extensos altos estructurales que compartimentaron varias regiones, los que a su vez hicieron más o menos efectivas las interconexiones marinas, así como jugaron un papel decisivo en la conformación de diferentes paleofisiografías (*vide* Fulfaro *et al.* 1997).

Origen y evolución paleozoica del depocentro

La génesis de esta enorme sineclisa es uno de los asuntos más discutidos y controvertidos de la Cuenca Paraná. Esto tal vez se asocie a la escasa comprensión que reina aún en geología sobre el origen, la evolución termomecánica y los fenómenos de subsidencia asociados al desarrollo de las cuencas cratónicas (*vide* Klein 1995). Una de las primeras aproximaciones tendiente a explicar su origen fue propuesta por Fulfaro *et al.* (1982), quienes señalaron la existencia de un conjunto de fosas aulacogénicas (de dirección NW–SE) como precursoras de la sedimentación cratónica desarrolladas en la región central de la cuenca. Otros autores han sugerido que los depósitos molásicos cámbrico–ordovícicos podrían representar ese estadio de *rift* inicial de la Cuenca Paraná (Cordani *et al*. 1984). Zalán *et al.* (1990) atribuyeron como posible origen de la subsidencia inicial, a los fenómenos de enfriamiento litosférico luego del cierre del Ciclo Brasiliano.

La existencia de un *rift* central como precursor de la sedimentación cratónica, se vio reforzada por los resultados obtenidos por Petrobras.[1] En la década de 1990 la empresa realizó estudios en la Cuenca Paraná, que revelaron la existencia de una depresión predevónica que coincidiría aproximada-

1. Empresa petrolera estatal brasileña creada por el presidente Getulio Vargas en 1953 con el objetivo de explorar, explotar e industrilizar los hidrocarburos en el país. Luego de cuatro décadas de actuación se transformó en la empresa líder en la distribución de derivados de petróleo en Brasil. En 1997, Petrobras pasó a formar parte del selecto grupo de 16 países que producen más de 1 millón de barriles de petróleo por día. En ese mismo año se promulga en Brasil una ley que abre la posibilidad del desarrollo de actividades privadas en el sector del petróleo. Petrobras posee la tecnología más avanzada para la extracción de petróleo en aguas profundas.

mente con el actual eje de drenaje del Río Paraná (región occidental de los estados de São Paulo y Paraná y región oriental del estado de Mato Grosso de Sul). Milani (2004) ha propuesto que ese "*rift* central" estaría ligado a una tectónica transtensiva que, asociada a un campo de esfuerzos compresivos, reactivó antiguas discontinuidades corticales. Esos esfuerzos estarían vinculados con colisiones que se procesaron en el margen occidental de Gondwana durante el Ordovícico (*vide* Milani & Ramos 1988). La presencia de basaltos ordovícicos en el pozo Três Lagoas (estado de Mato Grosso do Sul) a 4.569 m de profundidad, refuerza la idea anterior.

Los primeros registros sedimentarios de la Cuenca Paraná se remontan al Ordovícico–Silúrico (Grupo Rio Ivaí–Brasil), con sus litocorrelatos en los pozos paraguayos de Asunción 1 y Asunción 2 (*vide* Fulfaro 1995).[2] En Argentina, la presencia del Paleozoico Inferior está comprobada sólo en el tercio Noroeste de la cuenca, al Norte del Alto Pampeano–Chaqueño, donde algo más de 2.000 m de relleno (formaciones Árbol Blanco, Pirañé, Zapla, Copo, Caburé y Rincón) se asignan al Cámbrico, Ordovícico y Silúrico. Inclusive, no se descarta que algunos tramos inferiores de estas secuencias que rellenan hemigrábenes correspondan al Precámbrico superior, tal como puede constatarse a partir de información sísmica en la región del Graben Las Breñas, provincia del Chaco en Argentina (*vide* Chebli *et al.* 1999).

El Devónico documenta, a lo largo de toda la plataforma sudamericana, un ciclo de sedimentación transgresivo–regresivo con una mayor distribución areal que su predecesor Silúrico y con potencias que aumentan progresiva y considerablemente de Este a Oeste. En Brasil, donde el Devónico está representado por el Grupo Paraná, exhibe espesores máximos próximos a 850 m, mientras que a medida que se avanza hacia el Oeste, las potencias del Devónico argentino y boliviano logran superar los miles de metros (Gohrbandt 1993). El Devónico en la Cuenca Norte fue objeto de análisis en el Capítulo III, aunque igualmente cabe recordar que en nuestro territorio constituye el primer registro depositacional y no supera los 300 m de potencia.

La sedimentación carbonífero–pérmica en Gondwana Occidental ocupa una mayor extensión areal y está asociada a nuevas condiciones tectónicas y climáticas imperantes en este intervalo (*vide* Capítulo I). El inicio de la sedimentación posdevónica está marcado por extensos registros sedimentarios glaciares, glacio–marinos o depositados bajo la infuencia glacial. A

2. Para mayores detalles sobre el carácter de la sedimentación glaciar de edad Ordovícico en la Cuenca Paraná (Brasil) se puede consultar a Assine *et al.* (1998).

escala regional, la superficie de discordancia Devónico–Carbonífero está muy bien caracterizada en las cuencas gondwánicas occidentales, aunque el hiato que comprende puede ser diferente en algunas regiones (*vide* López-Gamundí & Rossello 1993, Fulfaro 1995, Milani 1997). En la Cuenca Chacoparanense, la glaciación gondwánica está representada por la Formación Ordóñez (Win & Steinmetz 1998) mientras que en Brasil está representada por el Grupo Itararé (Petri & Fulfaro 1988).

El establecimiento de interconexiones con el océano *Panthalassa* (Paleo–Pacífico) y la deglaciación, producto de la migración y alejamiento del Gondwana del Polo Sur, define un momento transgresivo. En esa etapa, termina la instalación de un extenso mar epicontinental que cubre buena parte de las regiones gondwánicas occidentales. Es posible que durante el máximo de inundación marina (Pérmico Temprano), el mar interconectara la Cuenca Paraná con la región del Chaco Boliviano a través del territorio paraguayo (Fulfaro 1995), y por ejemplo más hacia el Sur, la Cuenca Chacoparanense con la Cuenca de Paganzo a través de la Cuenca Saliniana y porciones actualmente ascendidas de las Sierras de Córdoba septentrionales (Chebli *et al*. 1999).[3]

Ese inmenso mar epicontinental pérmico fue paulatinamente retrocediendo, controlado por el levantamiento generalizado de las áreas cratónicas como respuesta a la tectónica compresiva desarrollada en el margen occidental de Gondwana hacia finales del Pérmico (*vide*, entre otros, Cobbold *et al.* 1986, Zalán *et al*. 1990, López-Gamundí & Rossello 1997, Milani & Ramos 1998). En respuesta a esa tectónica, en esta amplia región se fueron acumulando importantes depósitos continentales que terminaron por colmatar el área hacia finales del Pérmico–Triásico Inferior. El fin del funcionamiento de este ámbito de sedimentación como una unidad geotectónica regional se corresponde con la sedimentación cretácica que ocurre luego de los derrames basálticos (*e.g.* Fulfaro *et al*. 1982, Zalán *et al*. 1990, Rossello & Mozetic 1999).

Geología de la Cuenca Norte

La Cuenca Norte (Fig. 2), bajo la óptica señalada, debe ser considerada como el espacio geográfico (de aproximadamente 90.000 km^2) donde se han superpuesto desde el Devónico al Cretácico Tardío distintas cuencas sedimentarias que evolucionaron con geometrías, estilos tectónicos y rellenos sedimentarios diferentes (Fig. 3). En la plataforma continental uruguaya se han identificado rocas pérmicas que se correlacionan con unidades de la

3. Este mar adquiere diferentes nombres, en particular, “Mar Palermo” en Brasil y “Mar Frayle Muerto” en Uruguay. Para mayores detalles sobre esta transgresión, se puede consultar a Perinotto (1992).

Cuenca Norte y que forman parte del pre*rift* de la Cuenca Punta del Este (Veroslavsky *et al.* 2003). Asimismo, a partir de la reinterpretación sísmica, se estimó una potencia superior a los 2.000 m para el registro Paleozoico preservado en la plataforma continental (Ucha *et al*. 2004).

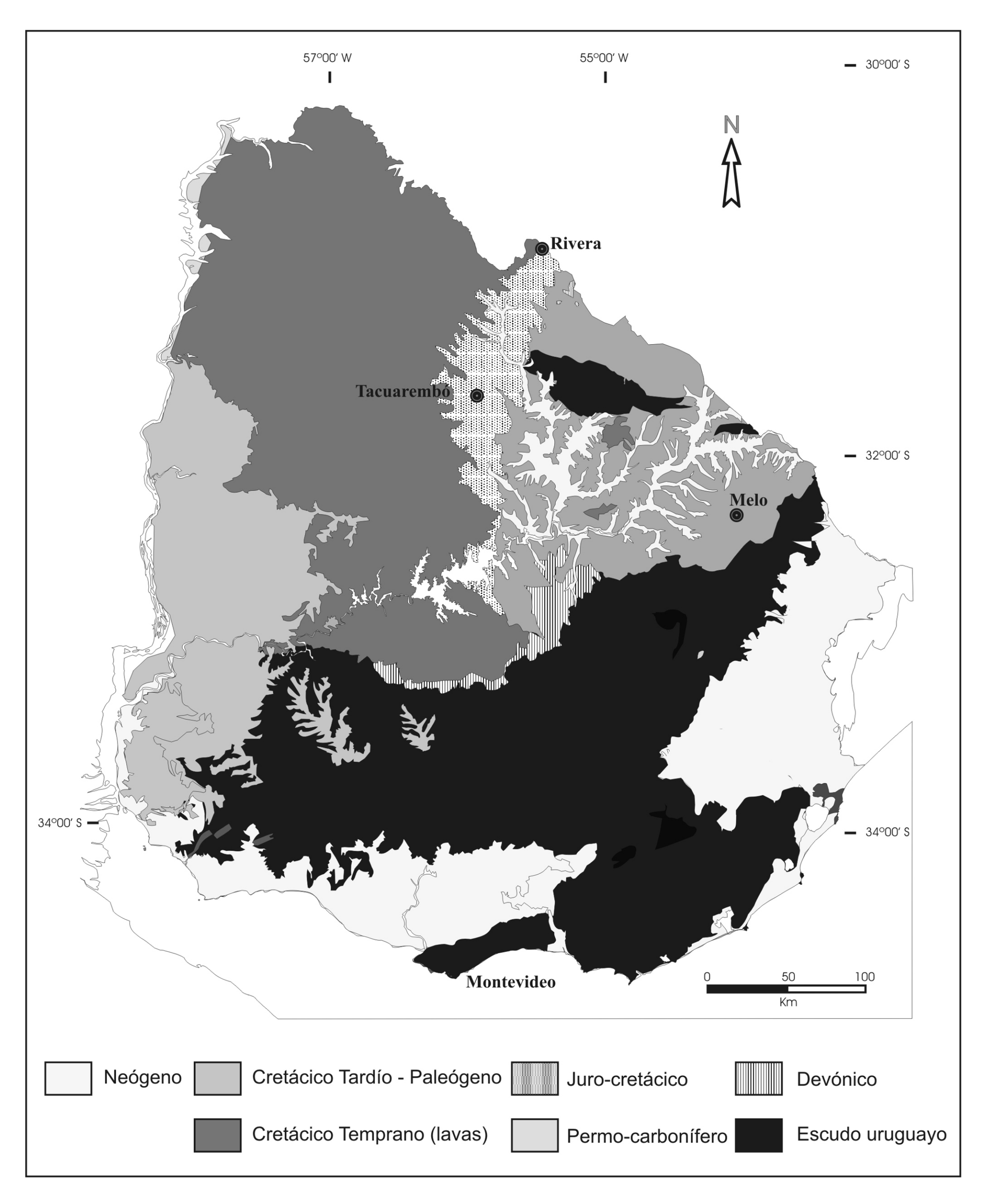


Figura 2 – *Mapa geológico esquemático de Uruguay con detalle de las unidades de la Cuenca Norte.*

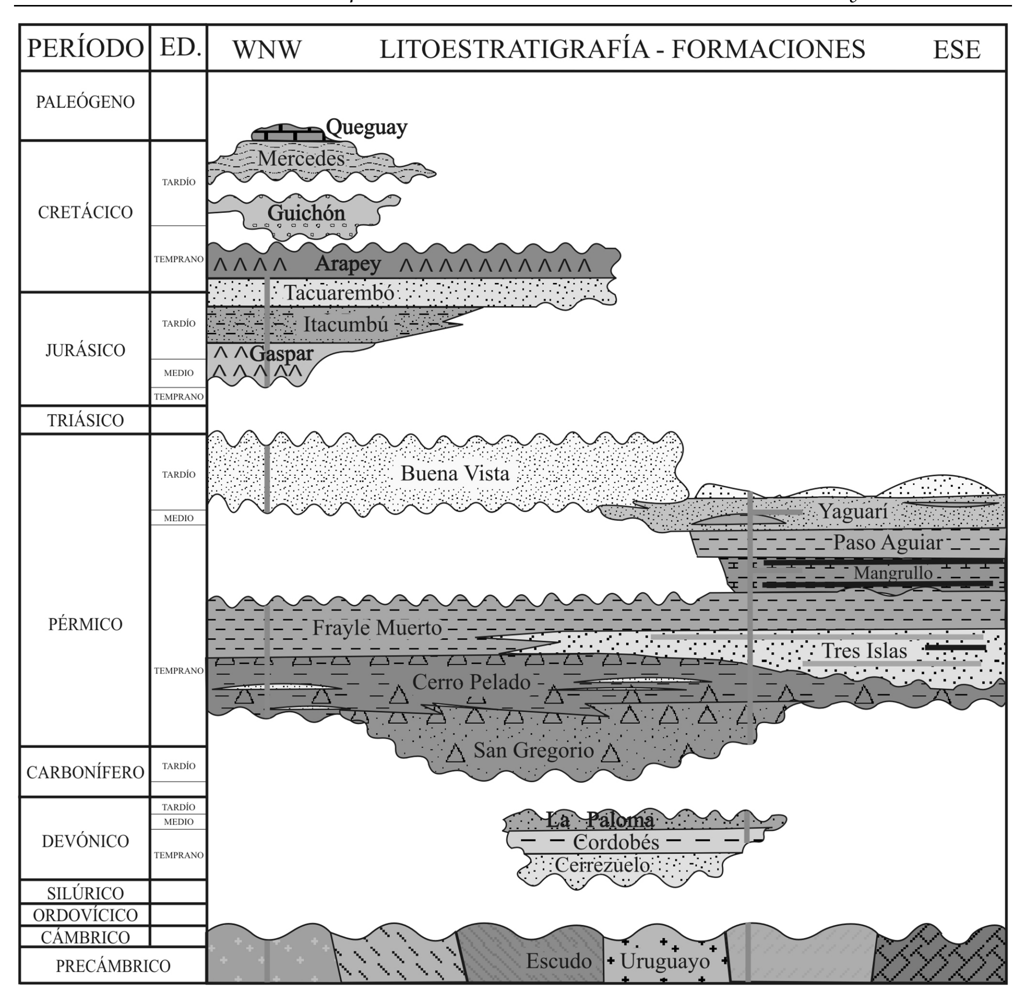


Figura 3 – *Columna estratigráfica de la Cuenca Norte.*

En este capítulo se tratan exclusivamente las unidades que componen la megasecuencia carbonífero–pérmica (Fig. 4), identificadas de base a techo, con las siguientes formaciones: San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí y Buena Vista (de Santa Ana 2004). Litoestratigráficamente se corresponde con el alcance dado por Goso (1995) al Grupo Cerro Largo.[4]

El ordenamiento espacial y temporal de las formaciones que integran la megasecuencia, definen un ciclo transgresivo–regresivo de segundo orden

4. Los principales antecedentes sobre geología de la Cuenca Norte fueron reseñados y discutidos en el Capítulo precedente, razón por la cual aquí se obvian o sintetizan. Igualmente, los considerados más importantes se incluyen en la bibliografía de este Capítulo.

(superciclo) según las propuestas de Haq *et al.* (1988). Puede también equipararse al concepto de tectosecuencia sedimentaria de Chang (1975), en el sentido de un conjunto de estratos limitados en techo y base por sendas discordancias de carácter regional.

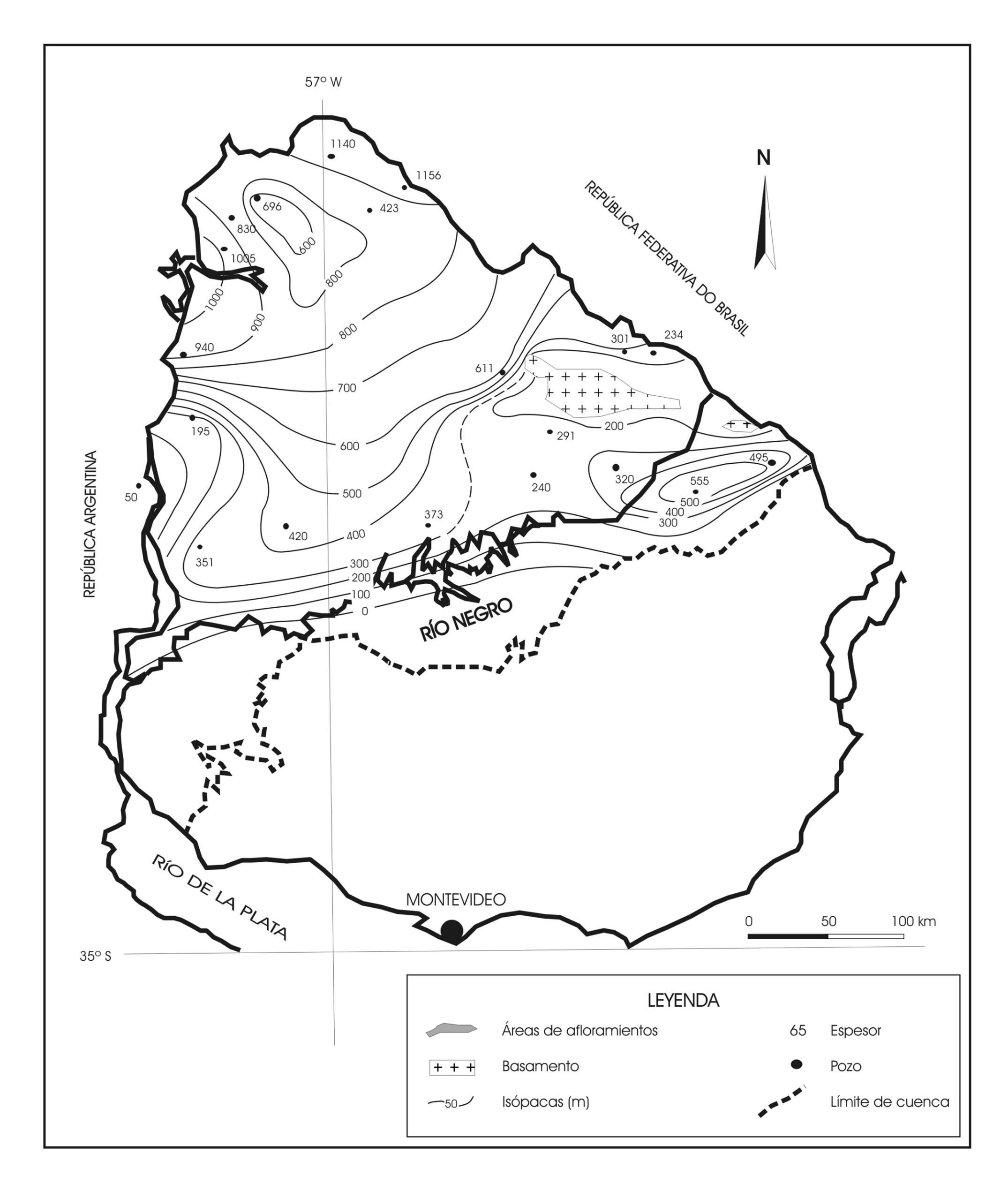


Figura 4 – *Distribución de la megasecuencia permocarbonífera en la Cuenca Norte (de Santa Ana 2004).*

Por su parte, en la megasecuencia permocarbonífera se identifican cuatro ciclos sedimentarios de tercer orden (*sensu* Haq *et al.* 1988). Cada uno de ellos se caracteriza por una fisiografía determinada, una naturaleza sedimentaria y por el período en el que transcurre la sedimentación (Fig. 5).[5] Están limitados por discontinuidades estratigráficas de jerarquía menor, discordancias locales o intracuencales y/o concordancias correlativas. Estos ciclos son, ordenados estratigráficamente:

- Ciclo fluvio–eólico (Pérmico Tardío);
- Ciclo marino a transicional (Pérmico Temprano a Medio);
- Ciclo marino a deltaico (Pérmico Temprano);
- Ciclo glaciogénico (Carbonífero Tardío–Pérmico Temprano bajo).

La Figura 5 permite una correlación con las unidades lito- y cronoestratigráficas equivalentes de los países vecinos, además de ofrecer una visión general sobre la distribución de las unidades en territorio uruguayo para cada ciclo. A continuación se caracteriza cada uno de estos ciclos por sus facies, asociaciones de facies y contexto tectónico regional en el que se desarrollaron.

CICLO GLACIOGÉNICO (CARBONÍFERO–PÉRMICO TEMPRANO)

Constituye la porción inferior de la megasecuencia permocarbonífera y está integrado por las formaciones San Gregorio y Cerro Pelado (*vide* Capítulo V). La sedimentación se inicia hacia finales del Carbonífero con la depositación de sedimentos predominantemente diamictíticos, areno–conglomerádicos y subordinadamente, areniscas, pelitas y ritmitas.

Este conjunto fue depositado bajo notoria influencia glacial, acumulándose inicialmente en valles que fueron esculpidos por la acción glaciar sobre un basamento precámbrico y devónico, y que muestra pulsos transgresivos que permitieron el ingreso del mar. La dirección de avance principal de los hielos y de la progradación sedimentaria indica un sentido preferencial hacia el Oeste y Noroeste.

5. En este Capítulo, para las subdivisiones del Pérmico se ha seguido la sugerencia de la *Permian Subcommission* (*International Union of Geological Sciences*) de agrupar en tres series (o épocas) los pisos (o edades): el Pérmico Bajo o Cisuraliense, comprende el Kunguriense, Artinskiense, Sakmariense y Asseliense; el Pérmico Medio o Guadalupiense, comprende el Capitaniense, Wordiense y Roadiense; y el Pérmico Tardío o Lopingiense, incluye el Changhsingiense y Wuchispiense (*vide* Cap. I).

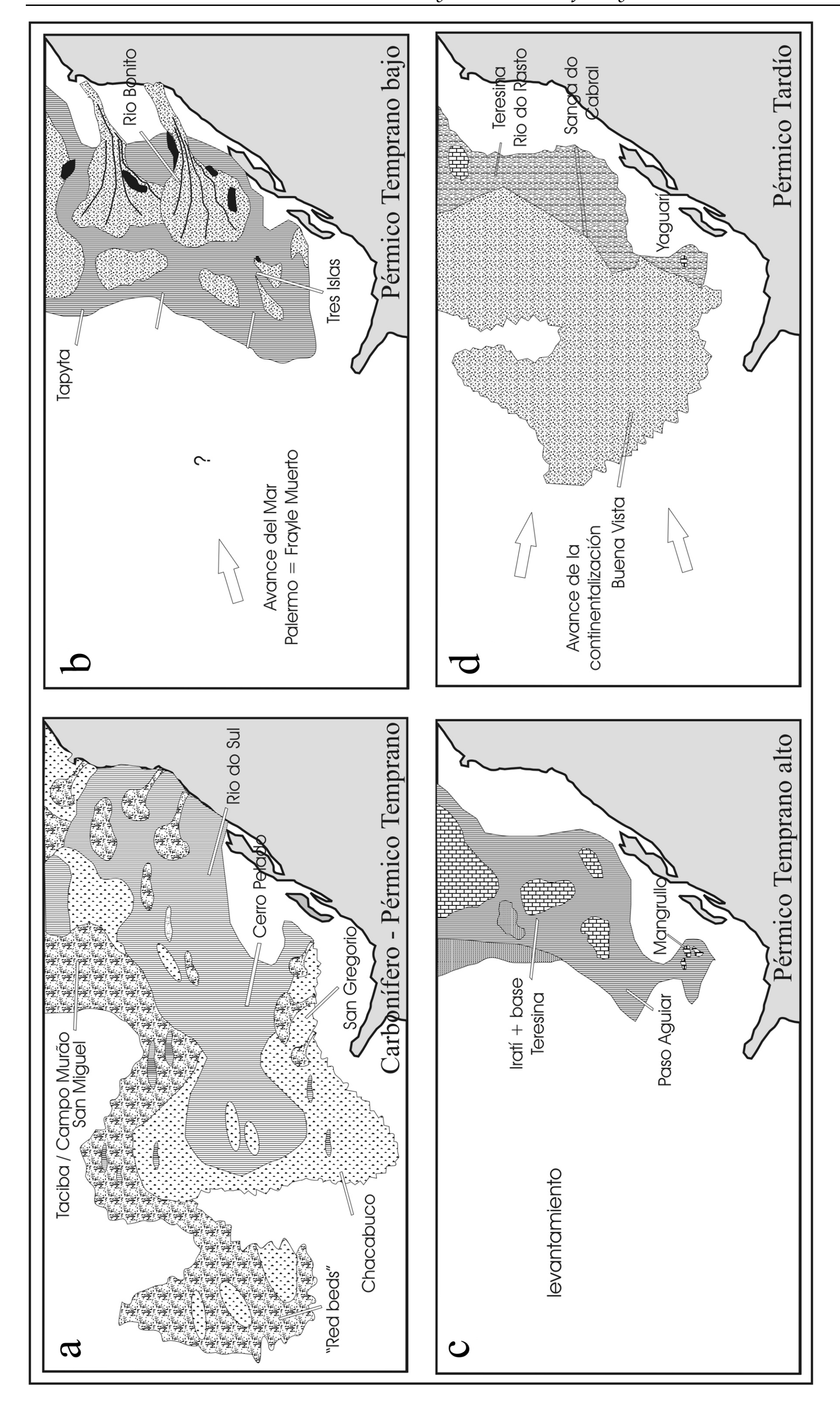


Figura 5 – *Distribución de los 4 ciclos que componen la megasecuencia permocarbonífera.*
(Modificado de França et al. *1995 y de Santa Ana 2004).*

Las rocas sedimentarias basales (Formación San Gregorio) son luego recubiertas progresivamente por una transgresión marina representada por una cuña clástica fina (Formación Cerro Pelado) que incrementa su potencia hacia el Noroeste.

El Ciclo Glaciogénico fue subdividido por de Santa Ana (2004) en los siguientes dos subciclos:

- subciclo glacial–glacio fluvio lacustre (Sistema Río Negro) y
- subciclo glaciomarino (Sistema Cuchilla de Guazunambí).

A continuación se describen sus definiciones estratigráficas y principales características litológicas, siguiéndose al referido autor.

Subciclo glacial y glacio fluvio–lacustre (Sistema Río Negro)

La glaciación gondwánica permocarbonífera presenta registros en varias localidades del territorio uruguayo. En particular, las geoformas y estrías glaciales sobre el basamento cristalino, los depósitos originados por la acción directa de glaciares, o bajo la influencia de éstos. El ejemplo más notable que se puede observar en la Cuenca Norte es en los alrededores de la localidad de Cerro de las Cuentas (Estancia Las Moras, departamento de Cerro Largo).

Uno de los principales valles de origen glacial es el del Río Negro, una importante fosa de dirección aproximada W–NW que posee un largo de 350 km y un ancho de algo más de 100 km. El mapa de isópacas de la Formación San Gregorio (*vide* Capítulo V) permite visualizar la estructura que alberga la unidad, su geometría, así como sugiere la continuidad en el subsuelo del territorio argentino (*vide* Win & Steinmetz 1998, Chebli *et al.* 1999).

El límite meridional del paleovalle Río Negro está establecido por rocas devónicas y rocas del basamento cristalino, que muestran a veces fuertes contactos erosivos y otras veces, contactos por fallas. Existen además otras depresiones de menor entidad que, con direcciones NS y NW, se les atribuye también un origen glacial (Gaspar, Cuchilla Zamora, Cerro de las Cuentas, nacientes del arroyo Frayle Muerto y arroyo Tacuarí).

En el subsuelo, el desarrollo del Sistema Río Negro se reconoce, al menos, en los siguientes pozos: Guichón, Paso Ulleste, Paso Borracho, Clara, Cuchilla Zamora, Tacuarembó, Frayle Muerto y Salsipuedes (*vide* Apéndice).

Estas litologías aparecen representadas a lo largo de una extensa franja de afloramientos que se desarrolla saltuariamente sobre la margen izquierda del Río Negro. Esto ocurre desde el Paso Minuano (departamento de Cerro Largo) hasta algo más al Oeste del cruce del Río Negro con la Ruta 3 (Represa del Palmar, Paso del Puerto). Las barrancas frente a la localidad de San Gregorio de Polanco sobre el Río Negro, exponen los mejores afloramientos.

De Santa Ana (2004) definió el Sistema Río Negro (SdRN) para agrupar a este cortejo sedimentario acumulado en un ambiente con fuerte influencia glacial. El cuadro de la Figura 6 esquematiza las facies y asociaciones de facies definidas por dicho autor.

Sistema Río Negro (SdRN)	Facies	Mejores exposiciones (localidades o parajes)
Asociación de facies Glacio–fluvial.	Tillitas. Diamictitas.	Ruta 8, km 377–379; San Gregorio; Las Moras; Paso El Gordo; Paso del Puerto; Paso Minuano.
	Conglomerados. Areniscas gradadas.	San Gregorio; pozo Salsipuedes; Ruta 6 (dpto. de Durazno); Cerro de las Cuentas (vía férrea y Ruta 7).
	Areniscas con estratificación cruzada.	San Gregorio; Ruta 3 (Paso del Puerto).
	Areniscas macizas.	San Gregorio; Paso Romero.
	Areniscas estratificadas y con óndulas.	Ruta 6, km 329; Sur del Cerro de las Cuentas; San Gregorio.
	Pelitas rojas, laminadas con concreciones y fósiles marinos.	San Gregorio (margen izq. Río Negro); pozo Ulleste.
Asociación de facies Glacio–marina.	Ritmitas con *dropstones*. Pelitas negras laminadas. Diamictitas finas y areniscas. Pelitas contorsionadas con diques clásticos.	Ruta 8, km 377–379; Estancia Las Moras; Ruta 6, km 329.

Figura 6 – *Resumen de las asociaciones de facies y facies presentes en el Sistema Río Negro.*

Subciclo glaciomarino – Sistema Cuchilla Guazunambí

El segundo episodio (subciclo) del Ciclo Glaciogénico está dado por el denominado Subciclo glaciomarino Sistema Cuchilla Guazunambí por de Santa Ana (2004). Las litologías que lo representan fueron caracterizadas faciológica y genéticamente por Goso (1995) en el área aflorante y de subsuelo de la región de Cuchilla de Guazunambí.

Constituye un traslapamiento expansivo (*onlap*) de una cuña de pelitas y arcilitas, subordinadamente diamictitas finas y areniscas que, con espesores máximos hacia el Noroeste, se adelgaza hacia el Este y Sur de la cuenca. Hacia el sector central de la Cuenca Norte, estas litologías cubren y se interdigitan con las unidades del subciclo infrayacente. Las litologías que lo integran se agrupan en la Formación Cerro Pelado (*vide* Capítulo V).

De Santa Ana (2004) agrupó las distintas facies que integran el subciclo en una asociación de facies (Fig. 7).

Sistema Cuchilla Guazunambí (SCG)	Facies	Mejores exposiciones (localidades y pozos)
Asociación de facies glaciomarina.	Pelitas y lutitas negras a grises con bioturbación.	Cuchilla de Guazunambí; Cerro Pelado; pozos Artigas, Yacaré y Salto.
	Areniscas subarcósicas, micáceas, gradadas y con óndulas.	Cuchilla de Guazunambí; pozos Pelado, Artigas y Yacaré.
	Diamictitas finas.	Cuchilla Guazunambí; Portones; Arbolito; Isla cristalina de Rivera.

Figura 7– *Resumen de las asociación de facies y facies presentes en el Sistema Cuchilla Guazunambí.*

CICLO MARINO–DELTAICO (PÉRMICO TEMPRANO)

Este ciclo reúne a las formaciones Tres Islas y Frayle Muerto. El desarrollo de estas unidades, así como las mejores exposiciones, ocurre en la región de Cuchilla de Melo. Este accidente geográfico se localiza a unos 40

km al Nordeste de Melo y se muestra como un pequeño accidente morfoestructural dispuesto con dirección E–W que sigue el eje de la Cañada de los Burros y el Bañado de Aceguá, en el departamento de Cerro Largo, prácticamente hasta la frontera con Brasil. Hacia el sector Este de la estructura, aflora desde el Cerro La Valeriana hasta el denominado Paso del Carbón, sobre el Río Yaguarón.

Las litologías que componen este ciclo se presentan mejor individualizadas, tanto en subsuelo como en afloramientos. Exposiciones relativamente completas del Ciclo Marino–Deltaico / Sistema Cuchilla de Melo se observan en Rincón de Pí, algo al Sur de la ciudad de Frayle Muerto (formaciones Tres Islas y Frayle Muerto).

Al Nordeste de la cuenca, otras secciones aflorantes muestran el desarrollo de los términos transgresivos, como por ejemplo los afloramientos correspondientes a la Formación Frayle Muerto, que se extienden a lo largo del curso del Arroyo Seco (departamento de Rivera), al Norte de la "Isla Cristalina de Rivera".

Las facies de conglomerados, facies de areniscas estratificadas (cruzadas de mediano a gran porte) y facies de areniscas con estratificación horizontal se observan, por ejemplo, en los alrededores de Melo, en el camino secundario al Norte de la Ruta 26 (a 15 km de Melo), y en la Ruta 7 entre las localidades de Frayle Muerto y Tres Islas.

En el extremo Noroeste de la Cuenca Norte, los pozos Salto, Belén, Yacaré e Itacumbú muestran en el subsuelo el desarrollo de las facies pelíticas grises y heterolíticas con fuerte bioturbación así como la facies de areniscas finas con ondulitas y estructuras *hummocky* (Formación Frayle Muerto).

Por otro lado, en los pozos localizados en el Norte de la cuenca (*e.g.* pozos Pelado y Artigas) se identifica la presencia de cuerpos arenosos gruesos, con estratificación cruzada hacia la base que son recubiertos progresivamente por areniscas finas con ondulitas, pelitas y asociaciones heterolíticas, en un arreglo que permite una analogía muy clara con las litologías que se desarrollan en la Cuchilla de Melo.

La Figura 8 presenta las asociaciones de facies y facies que componen el Ciclo Marino–Deltaico / Sistema Cuchilla de Melo.

Sistema Cuchilla de Melo	Facies	Mejores exposiciones (localidades y pozos)
Asociación de facies Aluvial–deltaico.	Conglomerados polimícticos.	La Pedrera, al Este de Melo.
	Areniscas con estratificación cruzada.	Tres Islas; Cerro La Tuna; Rincón de Pí; escarpas de Melo; ladera Sur de Sierra de Ríos; pozo El Águila.
	Areniscas con estratificación horizontal y *climbing ripples* asociados.	La Pedrera.
	Areniscas con estratificación cruzada de gran porte.	Cerro La Tuna; Tres Islas.
Asociación de facies deltaicas.	Pelitas carbonosas y carbón.	Cañada de los Burros; Picada del Carbón (Río Yaguarón).
	Areniscas gradadas con estratificación horizontal y retrabajamiento por olas.	La Valeriana; Cañada de los Burros; Isla Zapata.
	Areniscas gruesas.	Alrededores de Melo; Rincón de Pi.
Asociación de facies plataforma.	Areniscas finas con ondulitas.	Cuchilla de Melo; Rincón de Pi.
	Areniscas con *hummocky*.	Ruta 27; Cañada de los Burros; Alto del Cerro La Valeriana.
	Heterolíticas con estratificación lenticular, ondulada y *microhummocky*.	Arroyo Seco.
	Calcilutitas micríticas.	Cuchilla de Melo; Frayle Muerto.
	Areniscas con estratificación cruzada.	Arroyo Seco.

Figura 8 – *Facies y asociaciones de facies del Sistema Cuchilla de Melo.*

CICLO MARINO–TRANSICIONAL (PÉRMICO TEMPRANO A MEDIO)

El Ciclo Marino–Transicional está exclusivamente representado en el sector oriental de la Cuenca Norte, y su desarrollo está vinculado con impor-

tantes controles estructurales y depositacionales de dirección N–S y NW. Reúne a las formaciones Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí (para detalles de estas formaciones *vide* Capítulo 5), que se expresan en dos subciclos:

- el inferior, o Subciclo Marino Restricto / Sistema Cañada del Barón y
- el superior, o Subciclo Plataformal a Transicional / Sistema Cuchilla de Matamoros–Mangrullo.

La Figura 9 expone las asociaciones de facies y facies que se reúnen en el Ciclo Transicional a Marino de la megasecuencia permocarbonífera.

Ciclo Transicional–Marino	**Facies**	**Mejores exposiciones (localidades y pozos)**
Subciclo marino restrictivo–*lagoon* (Sistema Cañada del Barón).	Pelitas macizas micáceas grises. Calcilutitas. Brechas calcárias. Lutitas y margas bituminosas (con intercalaciones de bentonitas).	Represa de la Cañada del Barón; Cañada del Rodeo; pozos de Cañada de los Burros, Frayle Muerto y Vichadero.
Subciclo Plataformal a Transicional (Sistema Cuchilla de Matamoros–Mangrullo).	Pelitas grises.	Ruta 7, al Este de Melo (Villa Viñoles).
	Heterolíticas bioturbadas con estratificación lenticular, ondulada y flaser.	Ruta 7, al Sur de Melo (pueblo Mangrullo).
	Areniscas grises y verdosas, laminación ondulada y ondulitas ascendentes. Areniscas finas con laminación horizontal a subhorizontal con ondulitas. Areniscas finas y pelitas interlaminadas e interestratificadas.	Ruta 7, al Este de Melo.
	Areniscas con estratificación cruzada.	Cuchilla Matamoros; Cuchilla de Mangrullo.
	Calizas laminadas y brechadas.	

Figura 9 – *Asociaciones de facies y facies del Ciclo Marino a Transicional (Pérmico Temprano alto), subdividido en dos subciclos correspondientes al Marino restricto (barrera–lagoon) y Plataformal a Transicional.*

El inferior está relacionado con condiciones marinas restrictivas de tipo barrera–*lagoon* y básicamente está compuesto por la Formación Mangrullo. Reúne a las rocas sedimentarias carbonáticas y siliciclásticas depositadas en un medio de baja energía, bajo la influencia de oscilaciones del nivel del mar, condiciones de escasa circulación de aguas y pobre oxigenación.

El subciclo superior reúne a las rocas sedimentarias acumuladas bajo condiciones de plataforma somera, que gradualmente pasan a las de planicies transicionales depositadas bajo influencia tidal. Este subciclo está materializado por las formaciones Paso Aguiar y Yaguarí, con características que denotan una mayor circulación y oxigenación de las aguas, e inclusive, hacia el tope, situaciones de exposición subárea.

Asociado al desarrollo del Ciclo Marino a Transicional en la Cuenca Norte, se constata la preservación de niveles de cenizas volcánicas (bentonitas). En particular, en la sección aflorante de Cañada del Barón, se suceden varias intercalaciones centimétricas de bentonitas en las lutitas bituminosas y pelitas grises del tope de la Formación Mangrullo.

En los alrededores de la localidad de Bañado de Medina, ocurren niveles métricos de bentonitas asociados lateralmente a depósitos de planicies de mareas correspondientes al tope de la Formación Yaguarí (*vide* dataciones en Capítulo V).

CICLO FLUVIO–EÓLICO (PÉRMICO TARDÍO)

Este ciclo, materializado por la Formación Buena Vista, posee una distribución continua en el sector noroccidental de la Cuenca Norte, donde alcanza potencias superiores a los 600 m (*vide* Capítulo 5). En el sector oriental, los espesores de esta Formación son menores, y en parte está ligado a los procesos erosivos que actuaron desde el Mesozoico.

El conjunto de litologías asociadas a este ciclo se desarrolló al Norte de Melo, controlado por la dirección NE–SW que define el lineamiento situado al Norte de la Cuchilla Grande, desde el Arroyo Zapallar hasta la localidad de Buena Vista. Las litologías que reúne este ciclo se subdividen en dos grandes conjuntos faciológicos, uno que compende a las litologías que conforman los depósitos de origen aluvio–fluvial y otro que agrupa los depósitos de origen eólico (Fig. 10).

Ciclo fluvio–eólico	Facies	Mejores exposiciones (localidades o parajes)
Asociación de facies aluvio–fluvial.	Conglomerados y areniscas conglomerádicas. Areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada.	San Jorge (dpto. de Durazno); Ruta 7–Los Molles; pozos Ulleste, Salsipuedes y Guichón.
	Areniscas finas rojizas con estratificación cruzada en artesa. Areniscas finas blanquecinas con estratififación cruzada tabular planar.	Sector Norte de Cuchilla Grande (Colonia Orozco); Paso de la Francesita; camino vecinal Mangrullo– Estancia La Matrera; camino desde Aeropuerto de Melo a Molles.
Asociación de facies eólicas.	Areniscas finas a muy finas, micáceas, rojizos, verdes y blanquecinos con laminación cruzada (tipo *climbing ripples*).	Ruta 8, km 420 (Melo, Aceguá).
	Pelitas rojizas laminadas a macizas en estratos tabulares con espesores variables.	Ruta 8, localidad de Buena Vista.
	Areniscas finas cuarzosas y maduras con estratificación cruzada de alto ángulo y gran porte. Areniscas finas maduras con estratificación sub-horizontal a horizontal (sábanas de arenas).	Cerro de Conventos; Cerro Pesiguero; Ruta 27; Paso Ataques; pozos Yacaré, Belén, Itacumbú, etc.

Figura 10 – *Resumen de las asociaciones de facies y facies presentes en el Ciclo fluvio–eólico (Pérmico tardío), subdividido en dos subciclos correspondientes a la Asociación de facies aluvio–fluvial y Asociación de facies eólicas.*

EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA

Como fue señalado anteriormente, la megasecuencia permocarbonífera representa un ciclo transgresivo–regresivo completo, compuesto por las formaciones San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí y Buena Vista, ordenadas de base a tope.

La evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Norte, estuvo gobernada por las reactivaciones sufridas por dos conjuntos de lineamientos: N315º–325º y N20º. Esto puede verificarse por la tendencia que exhiben al control de la distribución isopáquica de varias unidades con respecto a la presencia de algunos lineamientos por la disposición de algunos altos y arcos asociados al basamento precámbrico, como también al desarrollo de algunos sistemas depositacionales. La Figura 11 muestra los rasgos estructurales principales del sector Noroeste de la Cuenca Norte.

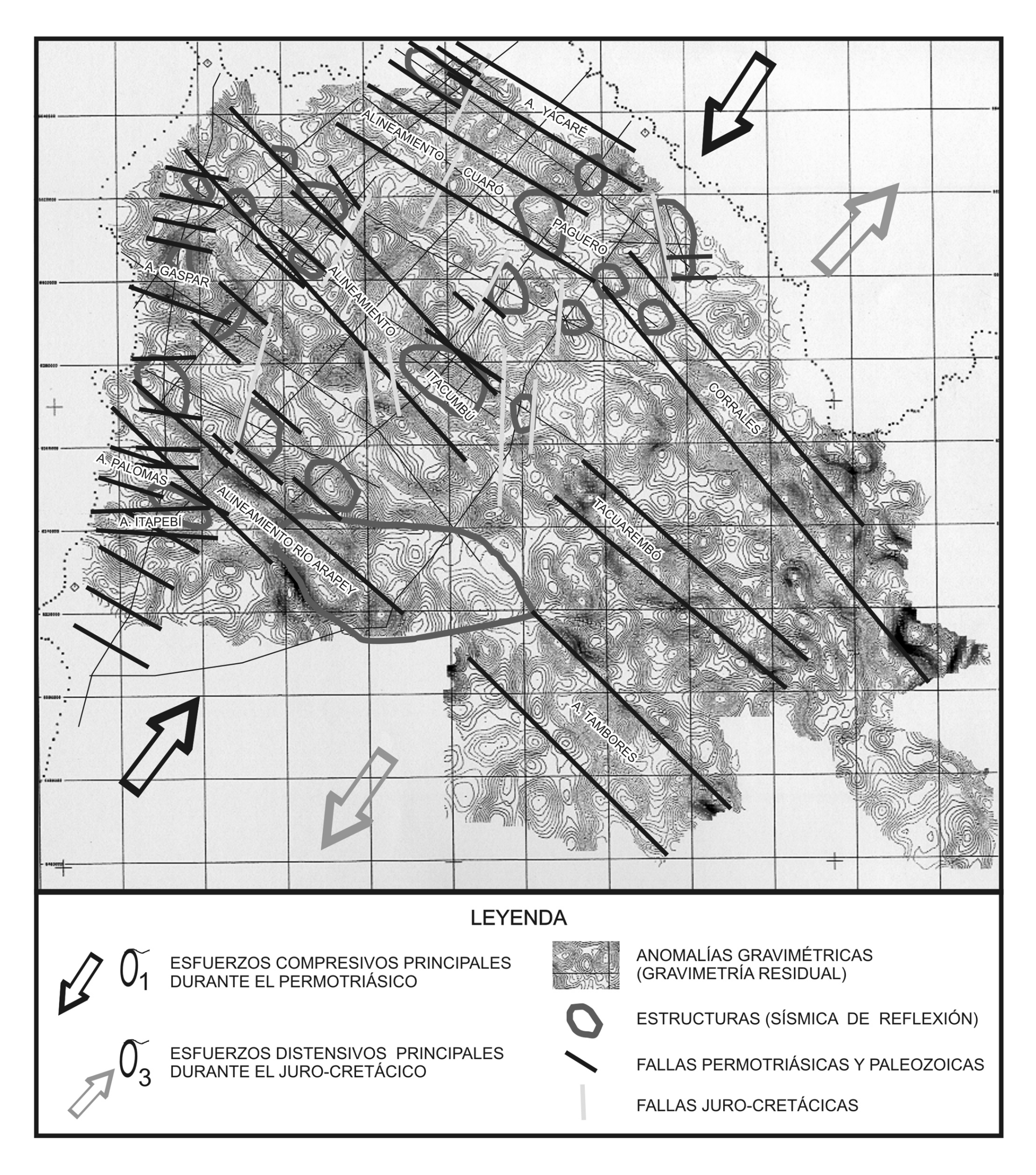


Figura 11 – *Estructuración de la Cuenca Norte en el sector Noroeste.*

Existen además otras direcciones como la N–S y E–W (Fig. 11) que tuvieron significación en la deformación y estructuración de la Cuenca Norte, tal vez más importante durante la evolución meso–cenozoica de la región.[6]

La primer fase de subsidencia de la Cuenca Norte permitió la acumulación de los sedimentos depositados bajo la influencia glacial (Ciclo Glaciogénico), durante el Carbonífero Tardío y Pérmico temprano bajo. La misma estaría asociada a la deglaciación de los casquetes continentales cuando esta región se desplazó más lejos del Polo Sur (*vide* Caputo & Crowell 1985, Veevers 2004). Muy probablemente, antiguas discontinuidades del basamento propiciaron el desarrollo de áreas con mayor subsidencia que favorecieron el labrado de paleovalles glaciales (dispuestos particularmente con direcciones NW y EW).

La base de este evento (Subciclo Glacial / glacio fluvio–lacustre) está caracterizada por depósitos esencialmente gruesos, particularmente tillitas, diamictitas y conglomerados con areniscas inmaduras, ritmitas y pelitas volumétricamente subordinadas. Estos registros sedimentarios muestran en conjunto, importantes apilamientos constituidos por pulsos de tendencia granodecreciente. Su principal desarrollo está asociado al Paleovalle Glaciar Río Negro, estructura que encuentra una razonable continuidad regional hacia el Oeste en la Cuenca Chacoparanense (*vide* Chebli *et al*. 1999). Algunos pulsos marinos están asociados a este subciclo, materializados por pelitas y lutitas fosilíferas que indican un ambiente marino y edad Carbonífero Tardío (Braun *et al.* 2003).

El Ciclo Glaciogénico se completa con los depósitos siliciclásticos finos que integran el Subciclo Glaciomarino (*vide* mapa de isópacas de la

6. Goso & de Santa Ana (1986) caracterizaron diversas estructuras asociadas con los altos del basamento y grandes bajos depositacionales de dirección NW, a partir de las cuales se identificaron diferentes escenarios actuantes durante el Paleozoico y el Mesozoico de la Cuenca Norte. Ferrando & Andreis (1986) describieron estructuras de dirección N20º–25º en el control de la evolución tectónica de la cuenca, inclusive con presumibles reactivaciones recientes. De Santa Ana (1989) definió la existencia de controles de dirección NW para los sistemas permotriásicos, NE para las secuencias sedimentarias continentales mesozoicas, y N–S y NW relacionadas con el magmatismo eocretácico. De Santa Ana *et al.* (2001) identificaron también, a partir de datos e información de subsuelo, la actuación de una tectónica compresiva permotriásica para el sector Noroeste de la cuenca con características que revelan cierto sincronismo con la depositación de las unidades cuspidales de la megasecuencia. De Santa Ana & Veroslavsky (2002) definieron un conjunto de estructuras (fallas y lineamientos) con direcciones N315º, N–S, N15º y N75º–100º, con reactivación más modernas y estrechamente relacionadas con las antiguas discontinuidades del basamento.

Formación Cerro Pelado en Capítulo V). Éstos se asocian a un progresivo aumento del nivel del mar, producto del derretimiento de los hielos y acompañado posiblemente por un incremento en la subsidencia.[7] En la Cuenca Norte, este evento está representado por una cuña marina que incrementa su potencia hacia el Oeste–Noroeste y se adelgaza hacia la región Sudeste de la cuenca, donde se interdigita y cubre parcialmente a los depósitos más gruesos de la Formación San Gregorio.

Cabe destacar que algunos atributos litológicos y estructurales de las rocas sedimentarias reunidas en el Ciclo Glaciogénico, en particular los basales, evidencian un momento de marcada inestabilidad tectónica durante su depositación. Al respecto, en la Formación San Gregorio se han descripto ritmitas, suaves pliegues, deslizamientos gravitacionales, diques clásticos neptúnicos, fallas normales y rápidas variaciones litológicas y faciológicas en la lateral.

El inicio del Ciclo Marino–Deltaico en la Cuenca Norte, materializado por las formaciones Tres Islas y Frayle Muerto, está asociado a una reactivación generalizada de las áreas cratónicas en Gondwana Occidental. Es posible que el alivio de la carga isostática originada con el retiro definitivo de la masa de hielos, producto de su fusión sobre las áreas continentales, sumado a la tectónica que operó en el margen occidental de Gondwana, fuera suficiente como para generar un ajuste compensatorio que facilitó su ascenso. Así, la elevación de varias áreas cratónicas generó nuevos bordes activos que permitieron el desarrollo de áreas con mayor subsidencia en las regiones adyacentes.

En la Cuenca Norte se elevaron las regiones cratónicas del Este y Sudeste, particularmente controladas por megalineamientos dispuestos con direcciones NE del Escudo Uruguayo (Cinturón Dom Feliciano, *vide* Capítulo II). De esta manera, se individualizaron pequeños depocentros en los sectores Oeste y Este de la Cuenca Norte. En la región noroccidental, nuevas áreas depositacionales comenzaron a reconocerse y fueron palcos de la acumulación marina proveniente del Oeste. Sin embargo, parece claro que durante esta transgresión operaron como controles los altos internos de Pay-

7. Este episodio de inundación registrado en la Cuenca Norte, puede correlacionarse con el fenómeno de transgresión pos-glaciar descripto por López-Gamundí (1989) para las cuencas argentinas de Calingasta–Uspallata, Patagónica y la Cuenca de Tarija en Bolivia. En la Cuenca Paraná, el Grupo Itararé muestra un arreglo transgresivo que se pone en evidencia por el traslapamiento que ocurre hacia el Sur (*vide* Fulfaro *et al*. 1982), pudiéndose correlacionar con el máximo de inundación marina que representa la Formación Taciba de França & Potter (1988), cuyo contenido fosilífero muestra aún la efectiva conexión marina de la Cuenca Paraná y Chacoparanense con el océano *Panthalassa*.

sandú–Cerro Ombú, Gaspar–Biassini y Rivera–Aceguá. Este evento ha sido correlacionado por de Santa Ana (2004) con los primeros pulsos de la orogenia tardiherciniana.

En ese contexto tectónico, se generaron nuevas áreas de aporte sedimentario que dieron lugar al ingreso de importantes flujos clásticos provenientes desde el Este (*vide* Fig. 4). Este episodio está representado por los sistemas fluvio–deltaicos y deltaicos de la Formación Tres Islas, que progradaron hacia el Oeste donde se desarrollaban los ámbitos marinos. La reactivación de las áreas fuentes transcurre durante la fase marina transgresiva que se había instalado con la depositación de la Formación Cerro Pelado y continúa con una mayor subsidencia con la Formación Frayle Muerto.[8]

En la región de Cañada de los Burros se preservan varios lóbulos deltaicos asociados a una zona de fallas antigua con dirección NNE, con reactivación durante el Mesozoico, que preservan importantes paquetes de areniscas de la Formación Tres Islas (superposición de lóbulos fluviodeltaicos a deltaicos) de casi 200 m de potencia. Algunos pozos profundos del Noroeste recortan paquetes arenosos atribuidos a este momento de gran aporte clástico en la cuenca (*e.g.* Artigas)

La Formación Frayle Muerto muestra relaciones estratigráficas transicionales con la Formación Tres Islas. Esto particularmente se observa en la región Este de la cuenca, donde los lóbulos deltaicos con retrabajamiento costero pasan progresivamente a ámbitos de prodelta y plataforma. Se verifica también que en algunos sectores de la cuenca, la Formación Tres Islas muestra superficies erosivas importantes (discordancias) con la Formación Cerro Pelado, particularmente en el borde Sudeste de la cuenca (*e.g*. al Este de la ciudad de Melo).

El Ciclo Marino–Transicional (Pérmico temprano a medio), representado por las formaciones Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí, marca el inicio paulatino del retiro del mar pérmico en la Cuenca Norte, el que se produjo con marcadas oscilaciones del nivel de base. Este ciclo tiene un desarrollo restringido al sector Sudeste de la cuenca (departamentos de Cerro Largo y Rivera). La ausencia de estas unidades en la región occidental de la cuenca

8. Durante la transgresión Palermo–Frayle Muerto, la Cuenca Paraná posee un carácter de sineclisa más acentuada donde logra alcanzar una fase de *stillstand* (máximo momento de inundación marina). Esto representa, de cierta forma, un período de equilibrio geológico entre las razones de subsidencia y de levantamiento, lo que posibilitará inmediatamente el inicio del tercer Ciclo definido en la cuenca con la depositación de las formaciones Iratí y Mangrullo con sus facies de *lagoon* y plataformales (*vide* Fulfaro *et al*. 1982, de Santa Ana 2004).

(pozos profundos del Noroeste), estaría relacionada a controles tectónicos y erosivos vinculados a la fase orogénica finiherciniana que se desarrolló desde el Pérmico medio en el margen occidental gondwánico (*vide* Cobbold *et al.* 1986 y 1991, López-Gamundí & Rossello 1997, Milani & Ramos 1998).

El ciclo se inicia con la Formación Mangrullo, depositada en ámbitos con fuerte restricción, posiblemente asociados a sistemas marinos protegidos de tipo barrera–*lagoon*. Sus litologías, geometrías y arquitectura depositacional, verifican la existencia de fluctuaciones del nivel del mar durante su depositación (*vide* capítulo V), las que posiblemente transcurrieran bajo modificaciones climáticas.

La Formación Mangrullo constituye un marco estratigráfico de referencia para la Cuenca Norte. Su desarrollo ha permitido establecer consistentes correlaciones litoestratigráficas y bioestratigráficas con otros dominios gondwánicos (*vide* Capítulos I, V y VII). El contacto entre la Formación Mangrullo y la subyacente Frayle Muerto es brusco y nítido en el dominio oriental de la cuenca, inclusive con el desarrollo de microbrechas calcáreas y grietas de sineresis hacia la base de la Formación Mangrullo (evidencias de un cambio brusco del nivel del mar). La presencia de cenizas volcánicas asociadas a la depositación de la Formación Mangrullo, ha permitido calibrar una edad Pérmico Temprano Alto, por lo tanto aceptándose aquí, una asignación temporal más antigua a la referida anteriormente por diversos autores (*vide* Capítulos V y VII).

Los depósitos de las formaciones Paso Aguiar y Yaguarí, siguen la tendencia regresiva de la cuenca al pasar en forma gradual de ámbitos marinos plataformales a transicionales–litorales con influencia de acción mareal. La Formación Paso Aguiar caracteriza un escenario marino epinerítico, de mayor profundidad que para la Formación Mangrullo, con el desarrollo de planicies arenosas dominadas por la acción de olas. Así, muestra importantes variaciones de espesores, desde potencias de 250 m en la secuencia Mangrullo–Paso Aguiar a inferiores a 100 m en el flanco Oeste de la cuenca en la región de Mazangano. De Santa Ana (2004) infiere que la región oriental de la Cuenca Norte entra, durante la depositación de Mangrullo–Paso Aguiar, en una etapa de franca subsidencia probablemente inducida por el alzamiento que se verifica en el sector occidental, relacionado a su vez con la dinámica que opera en torno al Arco de Asunción (Asunción–Rio Grande).

El pasaje de la Formación Paso Aguiar a la Formación Yaguarí es gradual. La Formación Yaguarí muestra en su porción media, arreglos lito-

lógicos y estructuras sedimentarias que denotan la actuación de mareas durante su depositación. Esto significa que durante la depositación de esta unidad aún existía una conexión oceánica efectiva que permitió la acción de las mareas. Hacia el tope de la Formación Yaguarí, la situación protegida de las planicies de mareas permitió una mejor preservación de niveles de cenizas volcánicas.

El último evento de la Cuenca Norte se desarrolla durante el Pérmico Tardío y lo representa el Ciclo Fluvio–Eólico constituido por la Formación Buena Vista, que marca la definitiva continentalización y cierre de la cuenca permocarbonífera. Se trata de escenarios continentales que evolucionaron a partir de la configuración de nuevas áreas de aporte cratónico, presumiblemente levantadas durante la reactivación finipérmica a triásica. En este contexto, se desarrollaron sistemas aluviales y fluviales (areniscas, pelitas y conglomerados rojizos) asociadas a importantes episodios eólicos que están mejor preservados en el subsuelo de la región noroccidental de la cuenca.

Hacia el sector oriental de la cuenca (departamentos de Rivera y Cerro Largo), el ciclo adquiere su mayor desarrollo en superficie, con un predominio de las litologías arenosas de origen fluvial y algunos relictos eólicos preservados. Al Sur del departamento de Tacuarembó, los sistemas que se desarrollan son casi exclusivamente de tipo fluvial, y al Norte del departamento de Durazno, la presencia de conglomerados y areniscas conglomerádicas interdigitadas a paquetes arenosos rojizos, denotan una situación más proximal de tipo aluvial–fluvial. En el Arroyo Zapallar, sobre la Ruta 44 (tramo Melo–Paso Mazangano), y en la región de Colonia Orozco (Chacra de Melo), se verifica que las areniscas rojas con estratificación cruzada y pelitas masivas y laminadas aparecen interdigitadas con niveles lenticulares de conglomerados. Las direcciones de paleocorrientes indican una progradación hacia el Norte y Nordeste.

En el subsuelo del sector noroccidental, donde la preservación y desarrollo de paquetes arenosos de origen eólico es más importante, este ciclo posee una distribución continua y potencias que superan levemente los 600 m.[9] Los conglomerados y areniscas conglomerádicas de origen aluvial–fluvial de este ciclo, son cortados en los pozos Ulleste, Salsipuedes y Gui-

9. Los registros eólicos más conspicuos de este ciclo en superficie se localizan en la región de Cerro Conventos y Cerro Pesiguero. Se trata de areniscas cuarzosas, subordinadamente cuarzo-feldespáticas, maduras, con estratificación cruzada de gran porte y alto ángulo, estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación horizontal plano paralela. En la localidad de Cerro de Conventos, la potencia de estas areniscas eólicas alcanzan los 30 m (*vide* Capítulo V).

chón. Existe un conjunto de evidencias geológicas que sugieren importantes procesos de denudación de este conjunto rocoso en el sector Este de la Cuenca Norte, ligados al Mesozoico y Cenozoico.

La deformación tectónica

La base de la megasecuencia permocarbonífera muestra relaciones estratigráficas discordantes con las unidades devónicas (*e.g.* en La Paloma, departamento de Durazno) y con las rocas que forman parte del Escudo Uruguayo (*e.g.* localidad de Cerro de las Cuentas en el departamento de Treinta y Tres). En algunos sectores, las tillitas basales de la Formación San Gregorio incorporaron bloques de más de 1 m^3 de las lutitas fosilíferas de la Formación Cordobés (*e.g.* barrancas sobre el cauce del Río Negro, a algunos cientos de metros al Sur de Paso de las Bochas) así como de rocas cristalinas (*e.g.* Paso del Gordo, departamento de Durazno). En los pozos profundos del sector Noroeste de la cuenca, es común encontrar microfósiles devónicos retrabajados en las pelitas de la Formación Cerro Pelado (Pérmico temprano).

Esta discordancia, así representada en la Cuenca Norte, posee un amplio carácter regional y puede identificarse en distintas cuencas gondwánicas de su margen meridional. Asimismo, puede mostrar relaciones entre las rocas devónicas y permocarboníferas muy diferentes, desde una fuerte angularidad en el Noroeste argentino hasta de pseudo-concordancia en el estado de Paraná–Brasil. El hiato asociado a esta discordancia regional puede haber tenido distinta amplitud, pero en general se acepta que transcurre desde el Devónico Superior al Carbonífero Inferior. Esta discordancia es producto de diversos procesos actuantes sobre el Gondwana Occidental y se atribuye a la Orogenia Hercínica (*vide* López-Gamundí & Rossello 1993, Zalán 1991, Milani 1997).

El primer episodio tectónico intrapérmico que afecta la megasecuencia permocarbonífera, sería reflejo distal de la orogénesis tardiherciniana y afecta particularmente a los registros basales del sector Sudeste de la Cuenca Norte. Si bien las rocas que integran al Ciclo Glaciogénico muestran evidencias de inestabilidad tectónica durante su depositación, el primer pulso de jerarquía para modificar aspectos fisiográficos (levantamiento de áreas cratónicas, fallamientos, etc.) está ligado a la depositación de la Formación Tres Islas. Existen además algunas secciones aflorantes que muestran superficies erosivas (discordancias locales) que afectan a las rocas de la Formación Cerro Pelado, particularmente en sector Sudeste de la Cuenca Norte (región de afloramientos situada a 1,5–2 km al Este y Sudeste de la ciudad de Melo).

Este levantamiento de los bordes de cuencas generalizado, marcó una nueva paleofisiografía que modificó los límites depositacionales de la cuenca y permitió el influjo de importantes cuñas arenosas asociadas a la progradación de sistemas deltaicos de Este a Oeste (Noroeste, Oeste y Sudoeste, *vide* Fig. 5). La compartimentación estructural del Escudo Uruguayo–Sur-Riograndense, marca que las direcciones NE controlaron la tectónica de la cuenca en este período. En particular, es notable sobre los sectores que se convirtieron en áreas fuente. Las mismas están directamente asociadas al desarrollo de los lóbulos deltaicos y, en forma contigua, controlaron las áreas de mayor subsidencia de la Formación Tres Islas (Formación Rio Bonito, en Rio Grande do Sul).

La segunda fase de deformación, transcurre desde el Pérmico Temprano alto al Triásico Temprano, y está configurada por importantes flexuras relacionadas a la transmisión de esfuerzos compresivos intraplaca, asociada a la fase orogénica finiherciniana del borde activo del Gondwana (*vide* Cobbold *et al*. 1986, Cobbold *et al.* 1992, Rossello *et al*. 1997, López-Gamundí & Rossello 1997, entre otros). Los afloramientos que ocurren desde el Sur de la provincia de Buenos Aires (Massabie *et al*. 2005) hasta la región nordpatagónica en Argentina registran la historia de la deformación permotriásica del antiguo margen Gondwánico y que tuvo sus reflejos en el ámbito de la Cuenca Norte.[10] De esta forma, esa deformación asociada al frente orogénico en el margen occidental de Gondwana, se propagó hacia el Este sobre la región cratónica de las cuencas Paraná y Chacoparanense, generando la instalación de una cuenca de antepaís a partir del Pérmico Tardío. En la Cuenca Norte, los esfuerzos de propagación e interacción tectónica

10. Sobre el margen atlántico de Argentina central, existen 3 regiones con afloramientos sedimentarios paleozoicos: 1) Sierras Australes de Buenos Aires, 2) Sierras Septentrionales de Buenos Aires, y 3) Patagonia Nororiental. Estos afloramientos poseen un estilo tectónico común, impreso por la deformación neopaleozoica gondwánica, aunque actualmente están aislados por sedimentos depositados en cuencas mesocenozoicas. Los afloramientos de las Sierras Australes son los mejores preservados y su estudio resulta fundamental para la comprensión de la evolución tectosedimentaria de la región durante el Paleozoico superior. La edad de la deformación en las Sierras Australes está comprendida entre el Pérmico y Triásico temprano a medio y está basada en el reconocimiento temporal de eventos metamórficos. En las Sierras Septentrionales de Buenos Aires, los depósitos sedimentarios precámbricos a paleozoicos inferiores descansan sobre el basamento cristalino precámbrico. Estas rocas acusan fallamientos transcurrentes dextrales con componentes cabalgantes que indican un transporte tectónico hacia el NE. En la Patagonia Nororiental, se identificó una deformación sintectónica pérmica temprana afectando a metasedimentos silúricos, donde se indican acortamientos sublatitudinales a partir de bandas de deformación transcurrentes dextrales y plegamientos dispuestos submeridionalmente. De una forma general, la deformación de esas rocas puede considerarse como parte de un evento compresivo de tipo andino mayor intracontinental del flanco sudoccidental de Gondwana, caracterizada por transpresión dextral combinada con cabalgamientos hacia el NE que produjeron acortamientos horizontales sublatitudinales (Rossello *et al.* 1997).

controlaron el desarrollo de estructuras compresivas, suaves plegamientos y las altas tasas de subsidencia que se registran para la sedimentación tardipérmica en este sector del dominio cratónico.

En este contexto, los principales arcos de la Cuenca Paraná fueron reactivados y muchos de ellos pasaron a ser áreas positivas aflorantes que produjeron modificaciones fisiográficas profundas para los antiguos escenarios de sedimentación. En particular, el Arco de Asunción–Rio Grande y su posible continuidad en otras estructuras hacia el Sur, puede haber condicionado el basculamiento y delimitación de dos dominios de cuenca muy diferentes durante el Pérmico alto. Al respecto, Poupeau (1985) indica que el pulso final del levantamiento del Arco de Rio Grande, datado por trazas de fisión en apatita, ocurrió en el entorno de los 220 Ma (orogénesis finiherciniana). La denominada Isla cristalina de Rivera, dispuesta con dirección preferencia NW–SE, constituye una parte austral del Arco de Rio Grande, cuyos movimientos se estiman más o menos asociados para toda la estructura.

La discordancia que existe en el sector centro–occidental de la cuenca, donde la Formación Buena Vista se apoya sobre la Formación San Gregorio, es atribuida a esos levantamientos generalizados que se registran hacia finales del Pérmico en el interior de las áreas cratónicas gondwánicas. Estos son acompañados por erosión y posterior progradación de los sistemas continentales (Formación Buena Vista). Algunas exposiciones de esta discordancia intrapérmica se observan en el sector Sudeste del dominio occidental de la cuenca, al Sur del departamento de Tacuarembó. Por ejemplo, al Norte de la localidad de San Gregorio de Polanco (camino a Clara) o en los alrededores de la localidad de San Jorge, conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas rojas de la Formación Buena Vista (Pérmico Tardío), descansan directamente sobre la Formación San Gregorio (Carbonífero Tardío–Pérmico temprano bajo?).

En el subsuelo, esta discordancia intrapérmica se observa de la misma forma en los pozos Guichón, Ulleste y Salsipuedes (*vide* Figs. 2 y 3 del Capítulo V). En el pozo Quebracho, la Formación Buena Vista, también en sus facies fluvio–aluviales, se apoya en discordancia sobre las pelitas grises glaciomarinas de la Formación Cerro Pelado (Pérmico temprano). En los pozos profundos del dominio occidental (*e.g.* Salto, Pelado, Artigas, Gaspar, Yacaré e Itacumbú) las areniscas del Miembro Cerro Conventos de la Formación Buena Vista se apoyan en discordancia sobre las pelitas grises de la Formación Frayle Muerto.

En el dominio oriental de la cuenca, el Ciclo Marino–Transicional (formaciones Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí) muestra fuertes variaciones de potencias, particularmente en la Formación Paso Aguiar, y posibles controles depositacionales para la Formación Mangrullo. Por otra parte, el contacto brusco entre las formaciones Frayle Muerto y Mangrullo está remarcado por la presencia en la base de ésta última por brechas calcáreas, calizas con laminación ondulada y grietas de sinérisis (elementos que sugieren condiciones someras de un mar cálido). Por lo tanto, este notable cambio en las condiciones de sedimentación entre ambas estaría indicando variaciones bruscas del nivel de mar que podrían estar ligadas a esas condiciones tectónicas.

La Figura 12 muestra dos cortes geológicos del subsuelo de la Cuenca Norte, lo que contribuye a visualizar la distribución, desarrollo y omisiones de las diferentes unidades que componen la megasecuencia permocarbonífera, así como sus relaciones con las secuencias infra y suprayacentes.

La intensa actividad ígnea que se registra durante el Pérmico junto al margen activo de Gondwana, particularmente el desarrollo del Arco Magmático Choiyoi en el centro–Oeste argentino, se reflejó en algunos atributos particulares de los estratos que se depositaban concomitantemente en el interior de las áreas cratónicas más o menos alejadas a esta provincia magmática.[11] La contribución de material piroclástico, particularmente cenizas, está descripto para varias unidades: la Formación Tunas en la Cuenca Sauce Grande (López-Gamundí & Rossello 1997), la Formación Rio Bonito en la Cuenca Paraná (De Matos *et al*. 2000) y la Formación Yaguarí en la Cuenca Norte (Ferrando & Andreis 1986).[12]

---

11. Durante el Pérmico al Triásico inferior, entre los 280 a 240 Ma, la actividad magmática en la región nordpatagónica fue muy intensa. Sus afloramientos abarcan una superficie que holgadamente supera los 200.000 km^2 en Argentina, desarrollándose tanto a lo largo del cinturón orogénico ubicado en el borde occidental del continente Gondwana, como en el antepaís. El nivel de emplazamiento fue supracortical, razón por la cual son frecuentes los complejos plutono–volcánicos. Las rocas volcánicas de esta provincia fueron descriptas en forma general como Grupo Choiyoi (Llambías 1999).
12. En la localidad de Candiota, Rio Grande do Sul, muy próxima a la frontera con Uruguay, se describió la presencia de *tonsteins* asociados a los carbones de la Formación Rio Bonito (Formación Tres Islas en Uruguay). Los *tonsteins* constituyen excelentes marcos estratigráficos temporales en cualquier sucesión sedimentaria. Representan verdaderas superficies con significación cronoestratigráfica y de carácter instantáneo para la escala de tiempo geológico. En Candiota, donde se explota el carbón, fue posible demostrar que se trata de depósitos formados por la caída de material piroclástico fino en suspensión. Están compuestos por caolinita alterada a partir de vidrio volcánico, cuyo proceso de descomposición se vio favorecido por la actuación de ácidos orgánicos provenientes de las capas de carbón (De Matos *et al*. 2000).

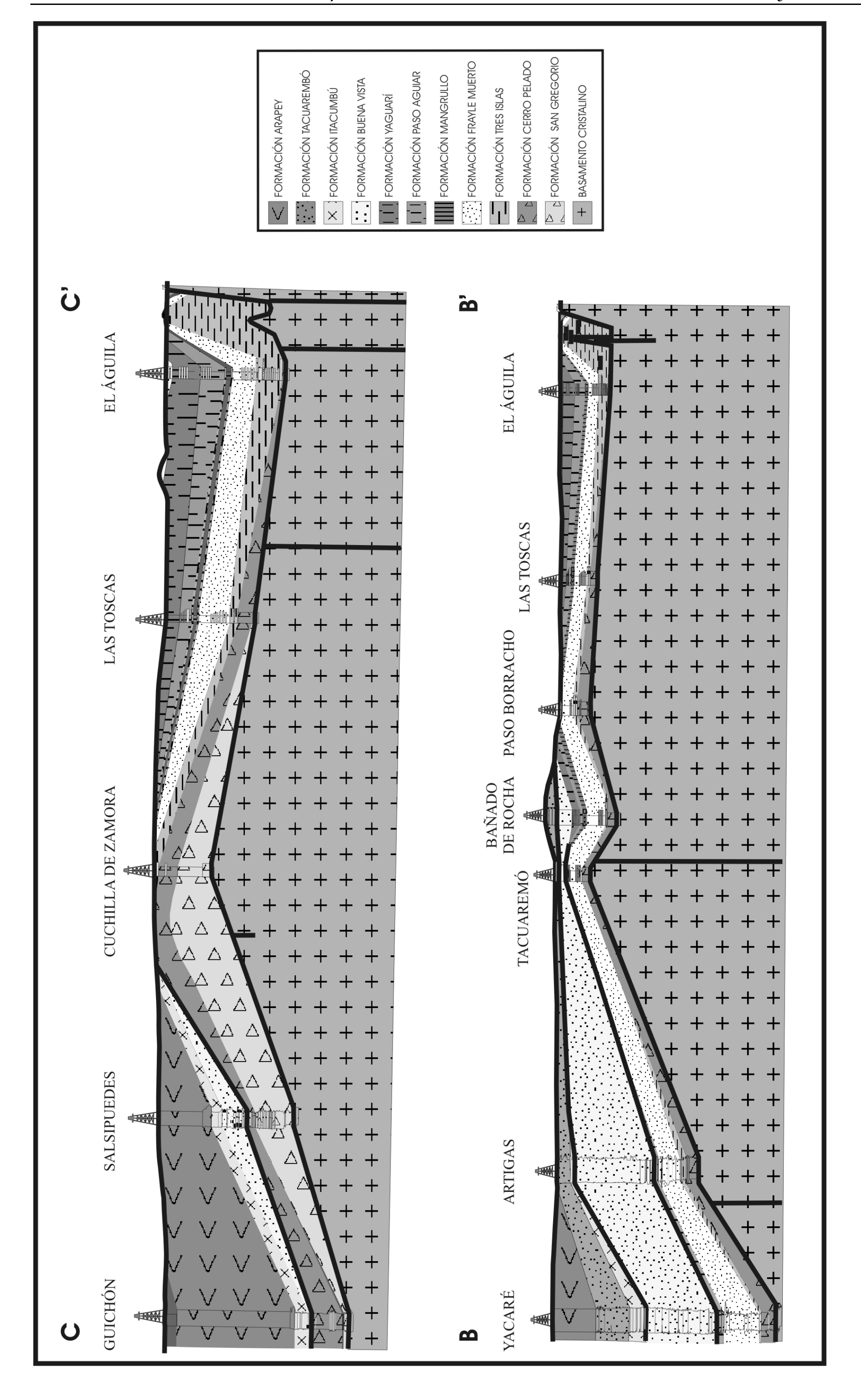


Figura 12 – *Cortes geológicos de la Cuenca Norte.*
A = *Este–Oeste*; B = *Norte–Sur. (Fuente: de Santa Ana 2004).*

En la Cuenca Norte, hay que sumar los niveles de cenizas presentes en la Formación Mangrullo.[13] Basei *et al*. (2004) han dado a conocer en forma preliminar varias de estas ocurrencias en los territorios de Brasil y Uruguay, y han efectuado dataciones en circones cuyos resultados, *a priori*, muestran edades más antiguas que las clásicas establecidas por zonación palinológica para las mismas unidades. Por otra parte, Bossi & Ferrando (2001) han definido un conspicuo haz de diques básicos (microgabros), con direcciones aproximadas N–S que intruyeron al basamento cristalino (departamento de Cerro Largo) con edades en torno a los 265 Ma. Esto es una evidencia más de la inestabilidad tectónica, inclusive con magmatismo asociado, por la que transcurre la sedimentación pérmica en la Cuenca Norte.

En la Formación Yaguarí, además de cenizas volcánicas, aparecen estructuras que indican procesos de deformación sinsedimentaria (particularmente suaves pliegues, licuefacción y contorsión de areniscas, estructuras de escapes de agua y pequeños deslizamientos gravitatorios). Asimismo, algunas secciones que muestran el pasaje Yaguarí–Buena Vista, podrían estar mostrando algunas discontinuidades estratigráficas de jerarquía menor, tal vez difíciles de resolver con datos paleontológicos, pero que configurarían situaciones que irían más allá de la erosión asociada a la propia dinámica de los sistemas continentales actuantes en ese momento.

En el subsuelo de la Cuenca Norte, las evidencias de deformación compresiva permotriásica se ponen de manifiesto en varias líneas sísmicas (Fig. 13). Al respecto, la Formación Buena Vista registra horizontes sísmicos que muestran engrosamientos hacia al interior de los depocentros y truncamientos contra los arcos estructurales.

Este estilo estructural exhibe suaves alabeos y plegamientos que afectan a las unidades sedimentarias paleozoicas, previos a la depositación de la Formación Tacuarembó (Jurásico Superior–Cretácico Inferior). Por lo tanto, esta deformación no puede vincularse con la que acompaña la actividad tectónica de la cuenca asociada al magmatismo Arapey (Cretácico Inferior).

Otras evidencias de deformación compresiva en la Cuenca Norte, aunque de difícil asignación temporal, están representadas en la región de Arroyo Seco, en el departamento de Rivera, donde a lo largo del curso de

13. Las edades de los niveles de cenizas volcánicas provenientes de las formaciones Yaguarí y Mangrullo de la Cuenca Norte, así como otros comentarios al respecto, se pueden recoger en el capítulo precedente.

agua y barrancas, se observan las litologías que integran la Formación Frayle Muerto levemente plegadas y afectadas por fallamientos inversos (Fig. 13). Esta sección aflorante se encuentra directamente asociada al Alto de Vichadero, constituido por rocas precámbricas cuya constitución estructural registraría varios pulsos tectónicos durante el Fanerozoico, al igual que todos los altos basamentales de la región.

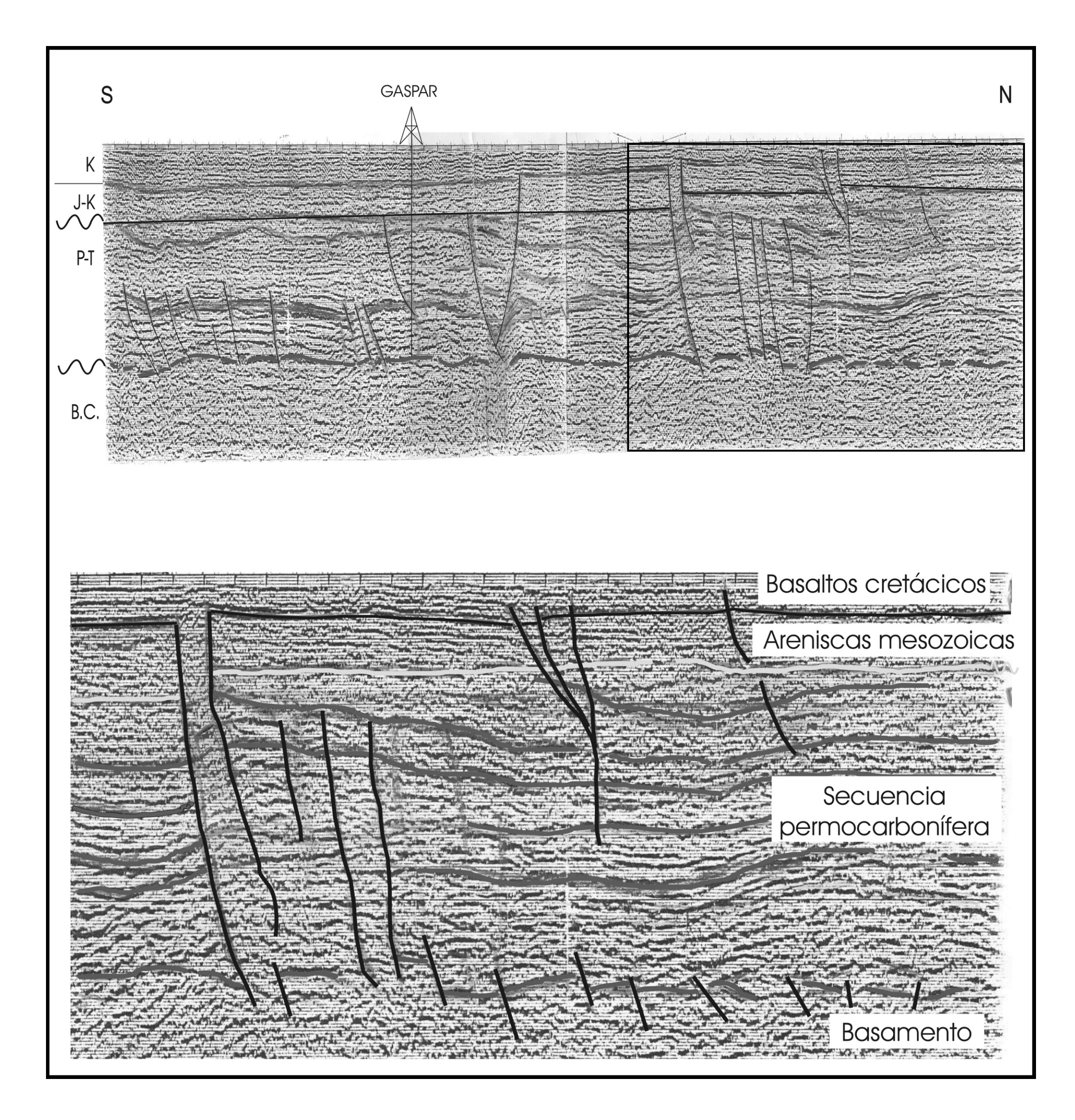


Figura 13 – *Caracterización de la discordancia entre las rocas paleozoicas y las unidades jurocretácicas.*

Se observa la deformación reconocida en el alabeo y plegamiento de los reflectores sísmicos correspondiente a la megasecuencia permocarbonífera, truncados en el techo de los suaves anticlinales. Arriba: línea sísmica 6 (dpto. de Artigas). Abajo: detalle del recuadro.

Bibliografía

Andreis RR, Ferrando L & Herbst R (1996): *Terrenos carboníferos y pérmicos de la República Oriental del Uruguay*, pp. 309-343 de Archangelsky S (ed): *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Andreis RR, Ferrando L & Montaña J (1993): *Facies, paleoambientes e cronoestratigrafía no subsolo do setor nordeste da bacia gondwânica uruguaia*, pp. 39-40 de *Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, SBG*. Atas 1, Rio Claro.

Assine ML, Alvarenga CJS & Perinotto JAJ (1998): *Formação Iapó: Glaciação continental no limite Ordoviciano–Siluriano da Bacia do Paraná*. Revista Brasileira de Geociências, 28(1): 51-60.

Basei M, Rocha Campos A & Nutman AP (2004): *Idade e proveniência de zircões de rochas neopaleozóicas do Brasil: resultados preliminares*. Simposio 40 Anos de Geocronología no Brasil (USP), Boletim de Resumos 9, São Paulo.

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Colección Ciencias, Nº 2. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 419 pp.

Bossi J, Campal N, Civetta L, De Marchi G, Girardi VAV, Mazzucchelli M, Picirillo M, Rivalenti G, Sinigoi S, Texeira W & Fragoso-Cesar AR (1990): *Petrological and geochronological aspects of the Precambrian mafic dikes swarm from Uruguay*. II International Dyke Swarm Symposyum UNESCO–IUGS. Proyecto IGP Nº 257 C :309, Adelaide.

Bossi J & Ferrando L (2001): *Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a escala 1:50.000*. Versión CD-ROM, Geoeditores, Montevideo.

Bossi J & Navarro R (1988): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, 3ª edición, 2 tomos, Montevideo, 966 pp.

Braun A, Sprechmann P & Gaucher C (2003*): Stratigraphic age of phosporite–nodules from San Gregorio Formation of Uruguay*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, (12): 739-748.

Caputo MV & Crowell JC (1985): *Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era*. Geological Society of America Bulletin, 96: 1020–1036.

Chang KH (1975): *Unconformity–bounded stratigraphic units.* Geological Society of American Bulletin, 86(4): 544-552.

Chebli G, Mozetic ME, Rossello EA & Buhler M (1999): *Cuencas sedimentarias de la llanura Chaco–paranaense. Geología Regional Argentina*. Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires, Cap. 20: 627-644.

Cobbold PR, Gapais E, Rossello EA, Milani EJ, Szatmari P (1992): *Permo–Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana*, pp. 23-26 de De Witt MJ & Ransome ID (eds): *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa*. Balkema, Rotterdam.

Cobbold PR, Massabie AC, Rossello EA (1986): *Hercynian wrenching and thusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina.* Hercynica, V: 135-148.

Cobbold PR, Rossello EA & Gapais D (1991): *Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina*. Journal of Structural Geology, 13(7): 743-758.

Cordani UG, Brito Neves BB, Fuck RA, Porto R, Filho AT & Da Cunha FMB (1984): *Estudo preliminar da integração do precambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Revista Ciência e Técnologia do Petróleo, Petrobras–CENPES, 15: 70 pp.

Daemon RF & Quadros LP (1970): *Bioestratigrafía do Neopaleozóico da Bacia do Paraná*. 24º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Brasilia, 359-412.

De Matos S, Yamamoto J, Hachiro J & Coimbra A (2000): *Tonsteins da Formação Rio Bonito no depósito de carvão Candiota, RS*. Revista Brasileira de Geociências 30(4): 679-684.

de Santa Ana H (1989): *Consideraciones tectónicas y deposicionales de la Cuenca Norte uruguaya*. Boletín Técnico de ARPEL, 18(4): 319-339.

de Santa Ana H (2004): *Análise Tectono–estratigráfica das Seqüências Permotriassica e Jurocretácea da Bacia Chacoparanense Uruguaia (“Cuenca Norte”)*. Tese de Doutorado, IGCE–Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brasil, 274 pp.

de Santa Ana H & Gutiérrez L (2000): *Formación Mangrullo (Cuenca Norte, Uruguay): estratigrafía y recursos minerales asociados.* Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, 7: 2-14.

de Santa Ana H, Rossello E, Fulfaro VJ & Veroslavsky G (2001): *Evidencias de deformación compresiva permotriásica en la Cuenca Norte (Uruguay).* XI Congreso Latinoamericano de Geología – Congreso Uruguayo de Geología, CD-Rom, Montevideo.

de Santa Ana H & Ucha N (1994): *Exploration perspectives and hidrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basins*. ANCAP (inédito), Montevideo, 90 pp.

de Santa Ana H & Veroslavsky G (1993): *Cronoestratigrafía de las secuencias paleozoicas de la Cuenca Norte Uruguaya (borde sureste de la Cuenca de Paraná).* I Simposio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Resúmenes, Rio Claro, 41-43.

de Santa Ana H & Veroslavsky G (2002): *Evidencias de tectónica cenozoica en la región norte de Uruguay*. II Jornadas Uruguayas del Cenozoico, Actas, Montevideo, 1-5.

Elizalde G, Eugui W, Verdesio J, Stapff M & Tellechea J (1970): *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000*. 3 Segmento Aceguá sector XXX, Boletín Nº 3, Departamento de Publicaciones Universidad de la República, Montevideo, 127 pp.

Falconer JD (1931): *Memoria explicativa del mapa geológico de la región sedimentaria del departamento de Cerro Largo*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 12: 1-22.

Fernández Garrasino CA (1990): *La sucesión estratigráfica del pozoYPF Nogoyá 1, provincia de Entre Ríos*. 3ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, San Juan, Argentina, pp. 125-129.

Ferrando L & Andreis RR (1986): *Nueva estratigrafía en el Godwana de Uruguay.* I Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos – Arpel, Actas., Buenos Aires, V1: 295-322.

Ferrando L & Andreis RR (1989): *Carta Geológica del Uruguay, escala 1:100.000. Hoja D15 – Melo*. DINAMIGE–Facultad de Agronomía–Facultad de Humanidades y Ciencias, Montevideo.

França AB, Milani EJ, Schneider RL, López Paulsen O, López Pugliessi JM, Suárez RS, de Santa Ana H, Wiens R, Ferreiro O, Rossello EA, Bianucci HA, Flores FFA, Vistalli MC, Fernández Seveso F, Fuenzalida RP & Muñoz N (1995): *Phanerozoic correlation in Southern South America*, pp. 129-161 de Tankard AJ, Suárez R & Welsink HJ (eds): *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, Tulsa.

França AB & Potter PE (1988): *Estratigrafia e ambiente deposicional do Grupo Itararé (Permo–carbonífero), Bacia do Paraná (parte 2)*. Boletim de Geociências da Petrobras, 3(1-2): 17-28.

Fulfaro VJ (1995): *Geology of Eastern Paraguay*, pp. 17-30 de Comin-Charamonti P & de Barros Gomes C: *Alkaline magmatism in central–eastern Paraguay*. Edusp, São Paulo.

Fulfaro VJ, Saad AR, Perinotto JA, Etchebehere ML de C & Veroslavsky G (1997): *Paraná Basin: Mineral Resources Potential in Brazil, Uruguay and Paraguay*. International Geology Review, 30(8): 703-722.

Fulfaro VJ, Saad AR, Santos MV & Viana RB (1982): *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná*. Revista Brasileira de Geociências, 12(4): 590-610.

Gohrbandt KHA (1993): *Paleozoic paleogeographic and depositational developments on the central proto-Pacific margin of Gondwana: their importance to hydrocarbon accumulation*. Journal of South American Earth Sciences, 6(4): 267-287.

Goso C (1995): *Análise estratigráfica da Formação São Gregorio na borda leste da Bacia Norte uruguaia*. Dissertação de Mestrado (inédito), IGCE–Unesp, Rio Claro, SP, 214 pp.

Goso C, Veroslavsky G & de Santa Ana (1996): *Modelo estratigráfico seqüêncial da Bacia Norte Uruguaia.* XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia – SBG, Anais, Salvador, pp. 159-161.

Goso H & de Santa Ana H (1986): *Evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Norte uruguaya. Modelo preliminar.* LX RANE 1986, Presente y futuro de la exploración de hidrocarburos en las cuencas latinoamericanas, ARPEL 30, Lima.

Haq BU, Hardenbol J & Vail PR (1988) : *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles*, pp. 71-108 de Wilgus CK, Hastings BS, Posamentier H, Wagoner JV, Ross CA & Kendall CG (eds): *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 42.

Klein VC (1995): *Intracratonics basins*, pp. 459-478 de Busby CJ & Ingersoll (eds): *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell Science, Cambridge.

Lambert R (1939): *Memoria explicativa del mapa geológico de los terrenos sedimentarios y las rocas efusivas del depto. de Durazno*. Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones, 25: 1-37.

Llambías EJ (1999): *Las rocas ígneas gondwánicas*. Geología Regional Argentina, Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires, Cap. 14: 349-376.

López-Gamundí OR (1989): *Postglacial transgressions in Late Paleozoic basins of western Argentina: a record of glacio–eustatic sea level rise*. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, 71: 257-270.

Lopez-Gamundí OR, Conaghan PJ, Rossello EA & Cobbold PR (1995): *The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin*. Journal of South American Earth Sciences, 8(2): 129-142.

López-Gamundí OR & Rossello EA (1993): *Devonian–Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-hercynian orogeny in southern South America.* Geologische Rundschau, 82: 136-147.

Lopez-Gamundí OR & Rossello EA (1997): *Common evolutionary pattern along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande Basin–Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo Basin–Cape foldbelt (South Africa) revisited*. Geologische Rundschau, 86(4): 819-834.

Massabie AC, Rossello EA & López-Gamundí O (2005): *Cubierta Paleozoica–Mesozoica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires*, pp. 85-100 de De Barrio R, Etcheverry RO, Caballé MF & Llambías EJ (eds): *XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata, Argentina)*. Relatorio.

Milani EJ (1997): *Evolução tectono–estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de Doutorado, IG–Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 pp.

Milani EJ (2004): *Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná*, pp. 265-279 de Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Ré Carneiro CD & de Brito Neves BB (orgs): *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Ed., São Paulo.

Milani EJ & Ramos VA (1998): *Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná.* Revista Brasileira de Geociências, 28(4): 473-484.

Northfleet AM, Medeiros RA & Muhlman H (1969): *Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná*. Boletim Têcnico da Petrobras, 12: 291-346.

Padula E & Mingramm A (1968): *Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico–sedimentario en el subsuelo de la Llanura Chaco–Paranense*. III Jornadas geológicas argentinas, Actas, 1: 291-331.

Perinotto JAJ (1992): *Analise estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil*. Tese de Doutorado, IGCE–Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Brasil, 2 vol., 261 pp.

Petri S & Fulfaro VJ (1988): *Geologia do Brasil*. Edusp, São Paulo, 631 pp.

Pezzi EE & Mozetic ME (1989): *Cuencas Sedimentarias de la Región Chacoparanense*, pp. 65-78 de Chebli W & Spalleti L (eds): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica Nº 6.* Universidad de Tucumán, Tucumán.

Poupeau G (1985): *Um perfil geocronológica (K.Ar./tracos de fissao) leste–oeste no Escudo Uruguaio–Sul-Rio-grandense*, pp. 308-321 de *2º Simpsio Sul-Brasileiro de Geologia, SBG*. Atas, Florianópolis.

Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000*. DINAMIGE, Montevideo, 90 pp.

Rossello EA, Massabie AC, López-Gamundí O, Cobbold PR & Gapais D (1997): *Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina*. Journal of South American Earth Sciences, 10(5-6): 389-402.

Rossello EA & Mozetic ME (1999): *Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros Cretácicos continentales del Centro–Oeste Argentino.* 5° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil – 1er Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Actas, Serra Negra, 107-113.

Russo A, Ferello R & Chebli G (1979): *Llanura Chaco Pampeana*. Actas 2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, 1: 139-183.

Schneider RL, Muhlmannn H, Tommasi E, Medeiros RA, Daemon RF & Nogeira AA (1974): *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Anais, Porto Alegre, 1: 41-65.

Tomazelli LJ & Soliani Jr E (1997): *Sedimentary facies and depositional environments related to Gondwana glaciation in Batovi and Suspiro regions, Rio Grande do Sul, Brazil.* Journal of South American Earth Sciences, 10(3-4): 295-303.

Ucha N & de Santa Ana H (1990): *Evaluación del potencial hidrocarburífero del sector noroccidental de la Cuenca Norte uruguaya.* División Investigación y Desarrollo, ANCAP, Montevideo, 140 pp.

Ucha N, de Santa Ana H & Veroslavsky G (2004): *La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero*, pp. 173-192 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds): *Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico.* 2ª ed, DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo.

Veevers JJ (2004): *Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating*. Earth-Science Review, 68: 1-132.

Veroslavsky G, Daners G & de Santa Ana H (2003): *Rocas sedimentarias pérmicas en la plataforma continental uruguaya: el pre*rift *de la Cuenca de Punta del Este.* Geogaceta, 34: 203-206.

Visser JNJ (1987): *The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo–Carboniferous glaciation*. Palaeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, 70: 377-391.

Win RD & Steinmetz JC (1998): *Upper Paleozoic strata of the Chaco–Paraná basin, Argentina and the great Gondwana glaciation*. Journal of South American Earth Sciences, 11(2): 153-168.

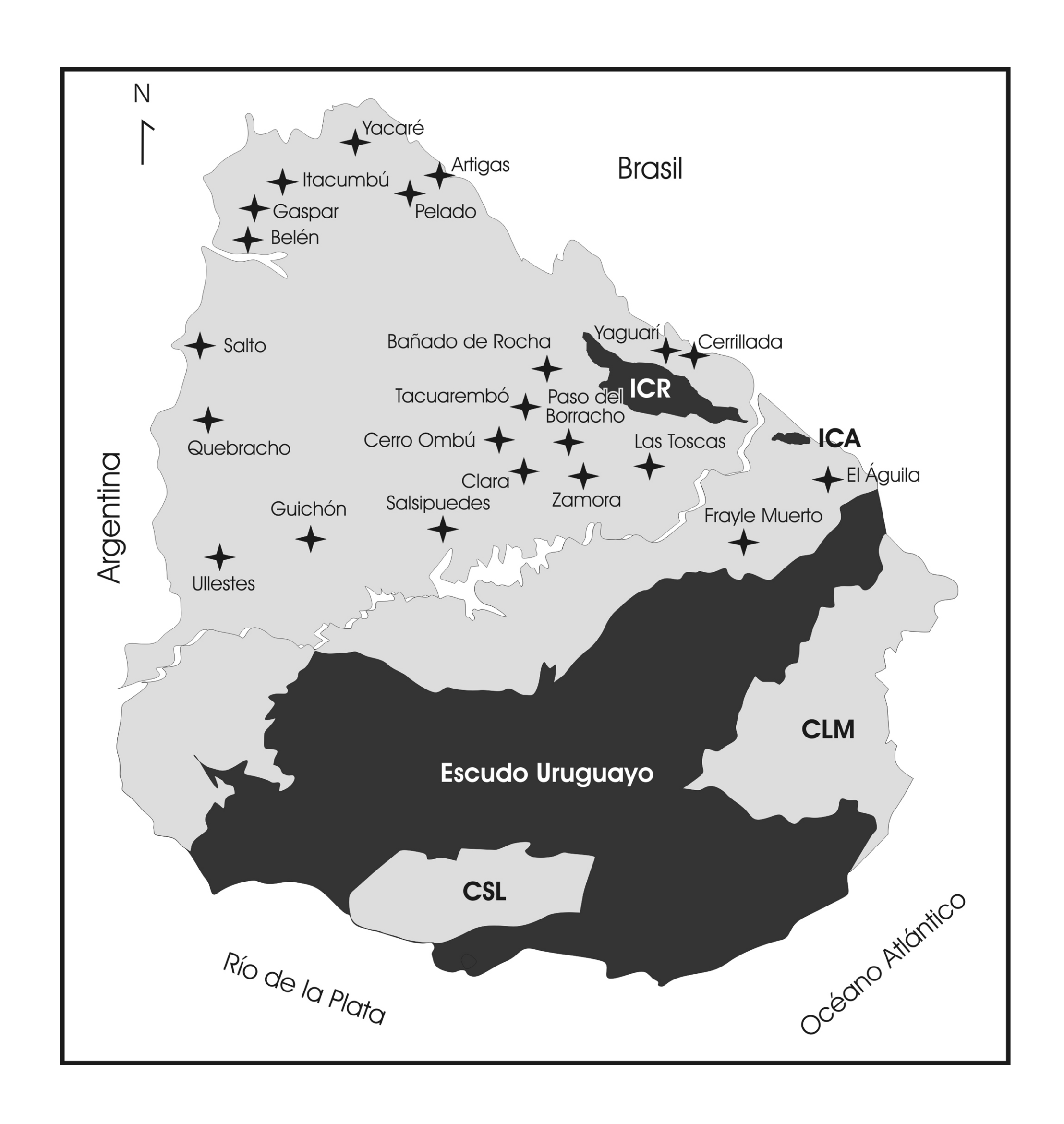
Zalán PV (1991): *Influence of Pre-Andean orogenies on the paleozoic intracratonic basins of South America*. IV Simposio Bolivariano de exploración petrolera en las cuencas subandinas (Bogotá), Memorias 1: 7.

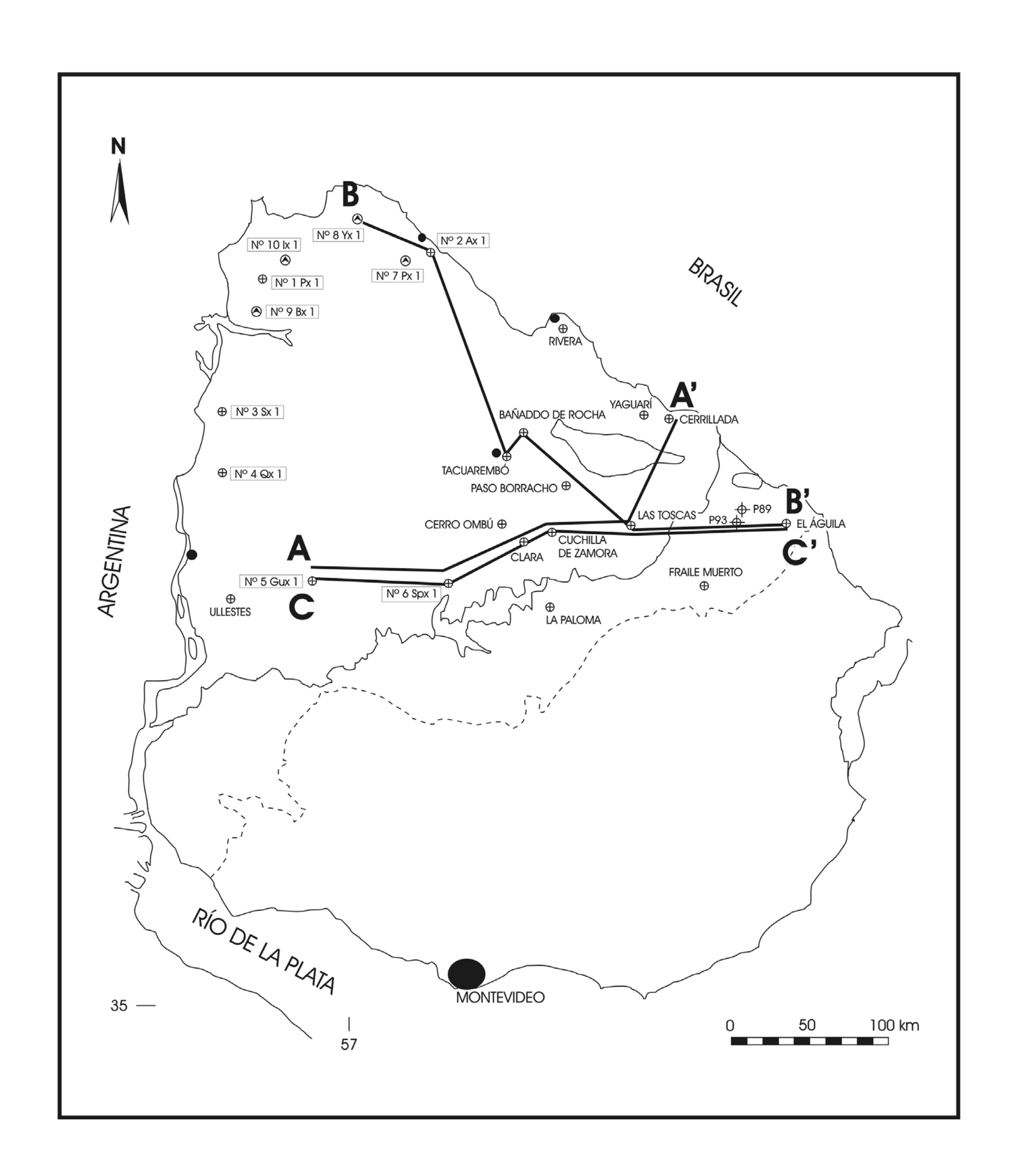
Zalán PV, Wolff S, Astolfi MM, Vieira IS, Conceição JC, Appi VT, Neto EV, Cerqueira J & Marques A (1990): *The Paraná Basin, Brazil*, pp. 681-708 de Leighton MW, Kolata DR, Oltz DF & Eidell JJ (eds): *Interior cratonic basins*. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 51.

APÉNDICE

Contenido

– *Mapa de ubicación de los pozos.*
– *Mapa de ubicación de cortes geológicos.*
– *Pozos (en todos los perfiles se excluyen las diabasas).*

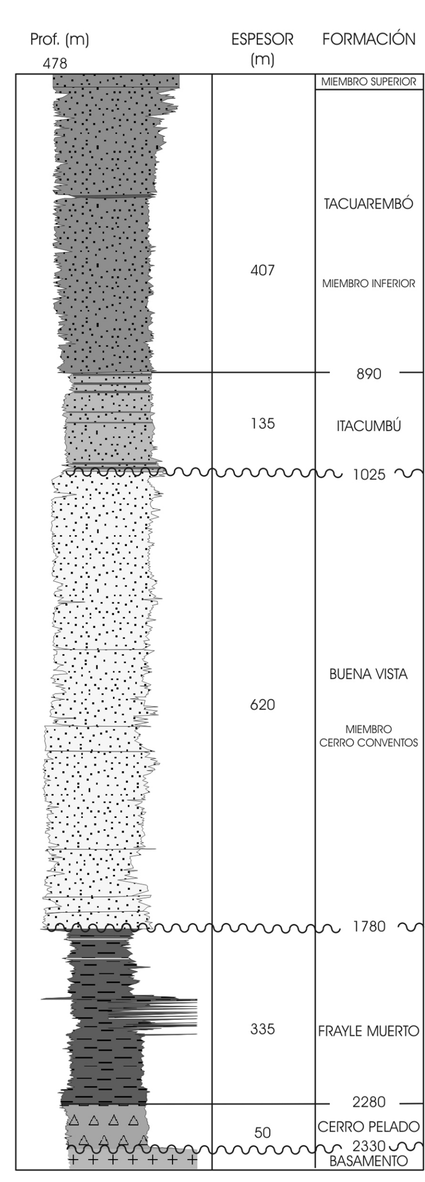

N
Brasil
Yacaré
Artigas
Itacumbú
Pelado
Gaspar
Belén
Salto
Bañado de Rocha
Yaguarí
Cerrillada
ICR
Tacuarembó
Paso del
Borracho
Quebracho
Cerro Ombú
Las Toscas
ICA
Clara
Zamora
El Águila
Guichón
Salsipuedes
Frayle Muerto
Argentina
Ullestes
CLM
Escudo Uruguayo
CSL
Río de la Plata
Océano Atlántico


N
B
Nº 8 Yx 1
Nº 2 Ax 1
Nº 10 Ix 1
Nº 1 Px 1
Nº 7 Px 1
Nº 9 Bx 1
BRASIL
RIVERA
A'
YAGUARÍ
CERRILLADA
BAÑADDO DE ROCHA
Nº 3 Sx 1
TACUAREMBÓ
Nº 4 Qx 1
PASO BORRACHO
B'
P89
LAS TOSCAS
P93
EL ÁGUILA
CERRO OMBÚ
CUCHILLA DE ZAMORA
A
CLARA
C'
Nº 5 Gux 1
Nº 6 Spx 1
FRAILE MUERTO
ARGENTINA
ULLESTES
C
LA PALOMA
RÍO DE LA PLATA
35
MONTEVIDEO
57
0
50
100 km

ARTIGAS

Prof. (m)
0
ESPESOR (m)
FORMACIÓN
190 TACUAREMBÓ
MIEMBRO INFERIOR
190
50 ITACUMBÚ
240
654 BUENA VISTA
MIEMBRO CERRO CONVENTOS
1080
333 FRAYLE MUERTO
1680
70 TRES ISLAS
1750
99 CERRO PELADO
1849
BASAMENTO CRISTALINO

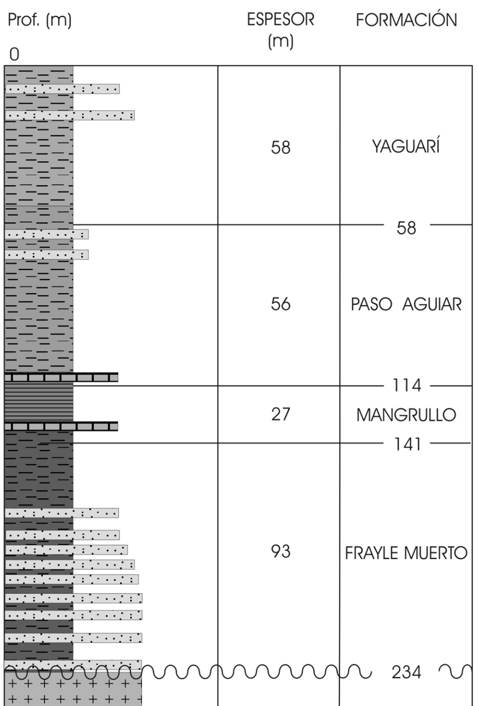
BELÉN



ULLESTE

Prof. (m)	ESPESOR (m)	FORMACIÓN
622	96	BUENA VISTA
718	255	SAN GREGORIO
973		

CERRILLADA



PASO BORRACHO

Prof. (m)	ESPESOR (m)	FORMACIÓN
0	116	FRAYLE MUERTO
119	40	TRES ISLAS
159	102	CERRO PELADO
261	33	SAN GREGORIO
294		BASAMENTO

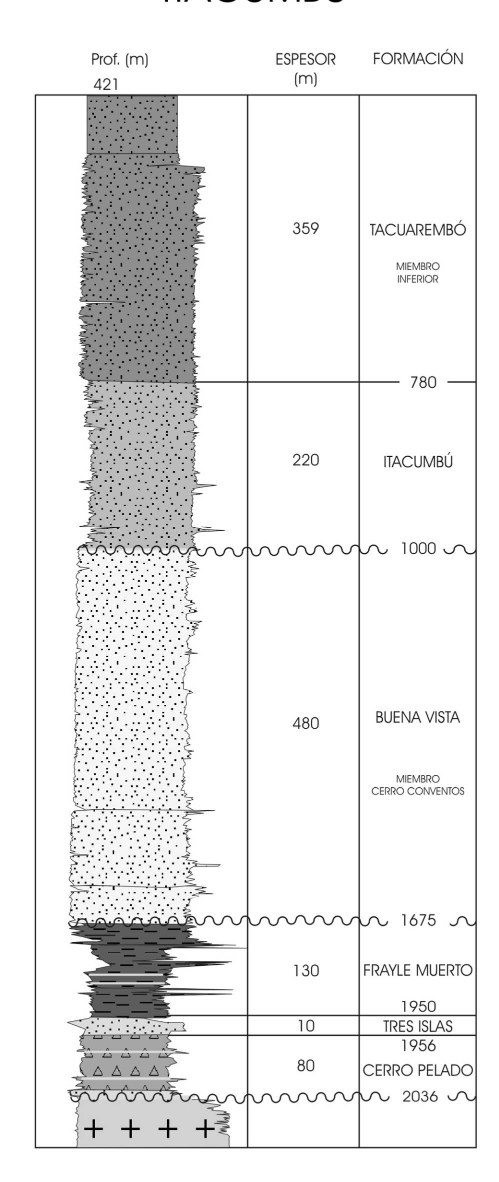
LAS TOSCAS

Prof. (m)	ESPESOR (m)	FORMACIÓN
0	53	YAGUARÍ
53	47	PASO AGUIAR
100	28	MANGRULLO
128	122	FRAYLE MUERTO
250	31	TRES ISLAS
281	40	CERRO PELADO
341	9	SAN GREGORIO
350		

BAÑADO DE ROCHA

Prof. (m)
0
ESPESOR (m)
FORMACIÓN
90
TACUAREMBÓ
MIEMBRO INFERIOR
90
170
BUENA VISTA
MIEMBRO CERRO CONVENTOS
260
70
YAGUARÍ
330
45
PASO AGUIAR
375
25
MANGRULLO
400
190
FRAYLE MUERTO
590
23
TRES ISLAS
613
89
CERRO PELADO
702
BASAMENTO

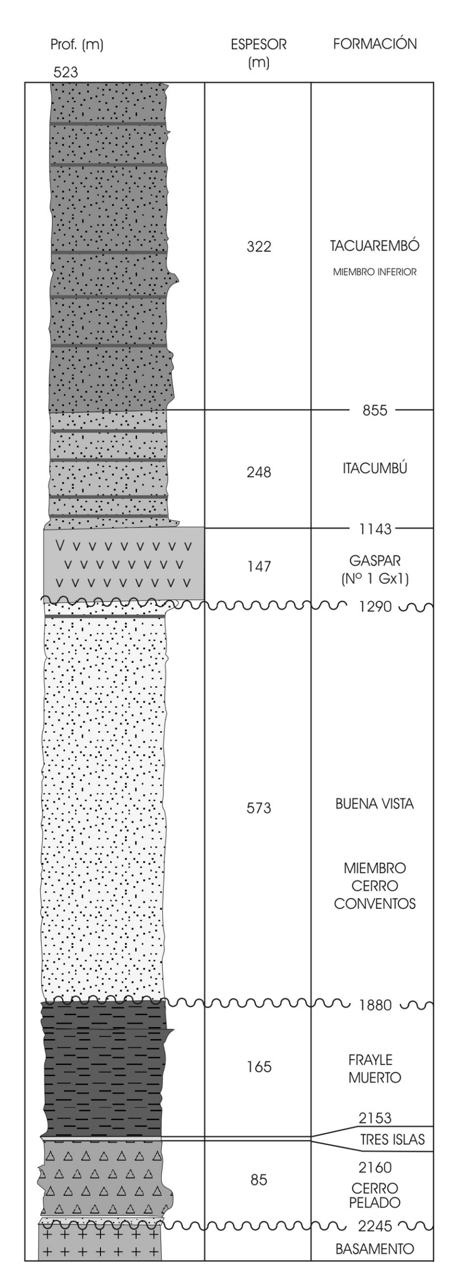
ITACUMBÚ



EL ÁGUILA

Prof. (m)
ESPESOR (m)
FORMACIÓN
0
50
BUENA VISTA
MIEMBRO C. OROZCO
50
105
YAGUARÍ
155
100
PASO AGUIAR
255
25
MANGRULLO
280
100
FRAYLE MUERTO
380
98
TRES ISLAS
478
17
CERRO PELADO
495
BASAMENTO CRISTALINO

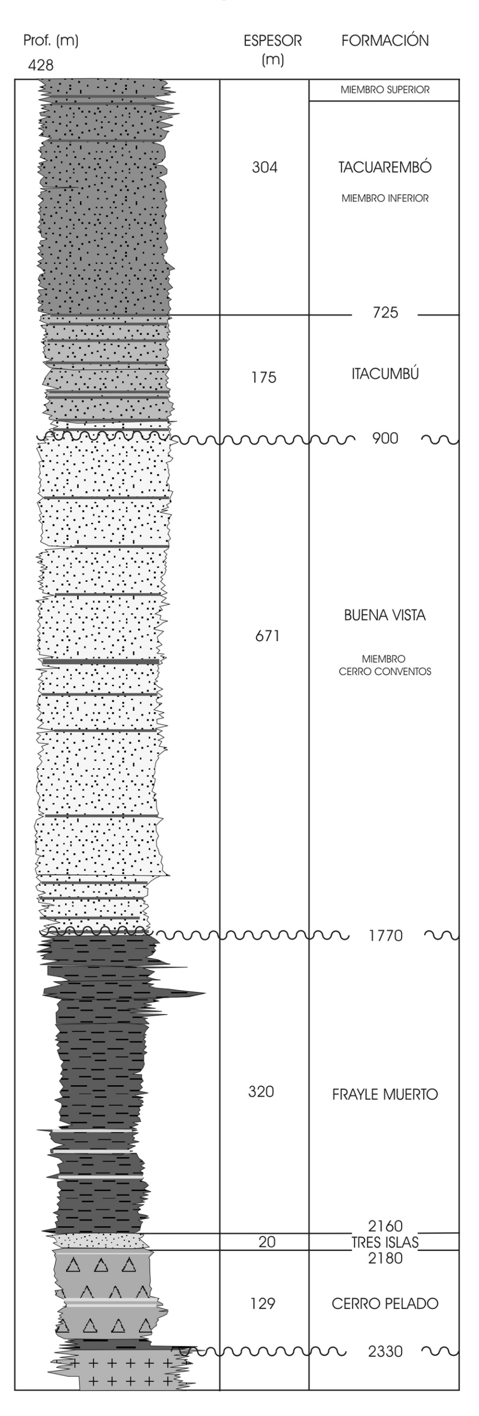
GASPAR



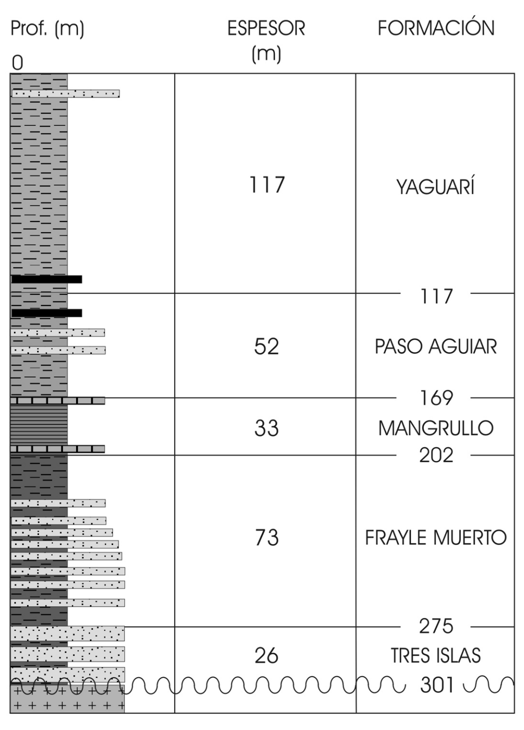
TACUAREMBÓ

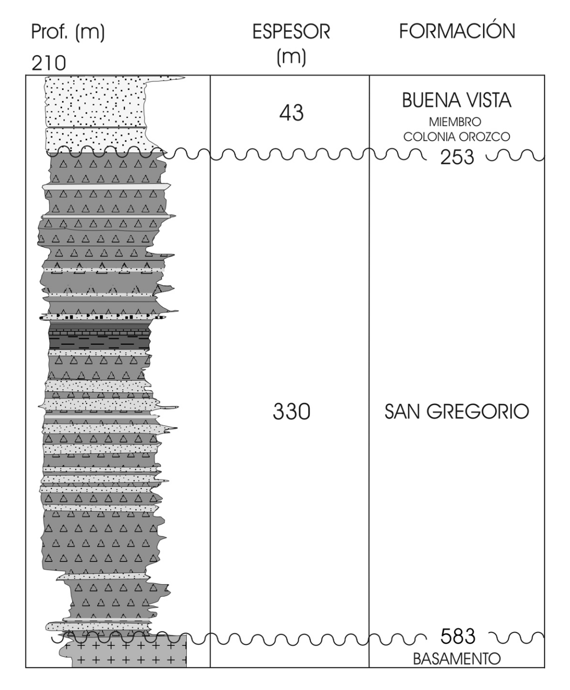
Prof. (m)	ESPESOR (m)	FORMACIÓN
0	35	TACUAREMBÓ
35	113	BUENA VISTA MIEMBRO CERRO CONVENTOS MIEMBRO COLONIA OROZCO
148	118	FRAYLE MUERTO
266	64	CERRO PELADO
330	20	SAN GREGORIO
350		

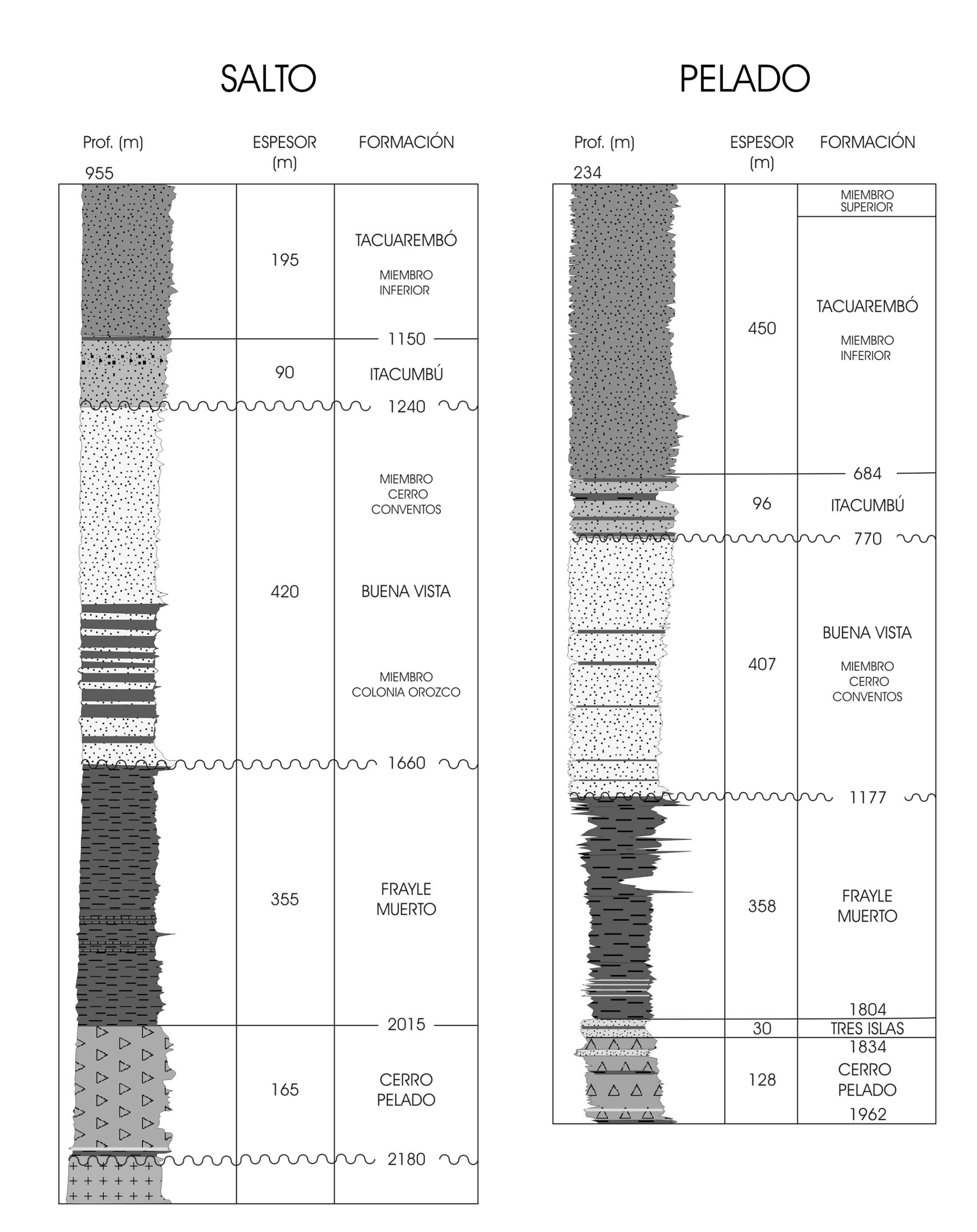
YACARÉ



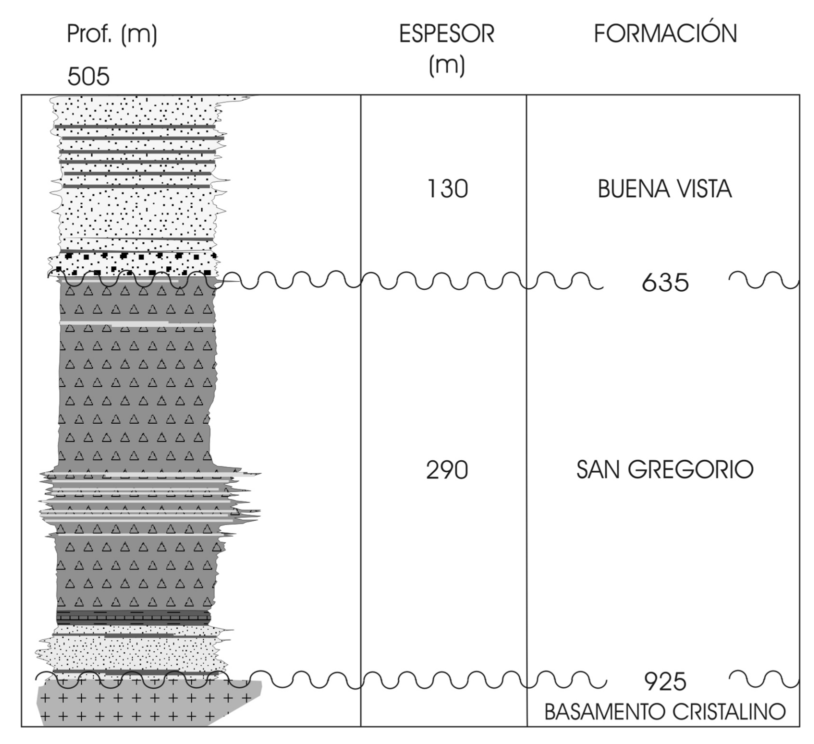

YAGUARÍ


Prof. (m)
ESPESOR (m)
FORMACIÓN
0
117
YAGUARÍ
117
52
PASO AGUIAR
169
33
MANGRULLO
202
73
FRAYLE MUERTO
275
26
TRES ISLAS
301

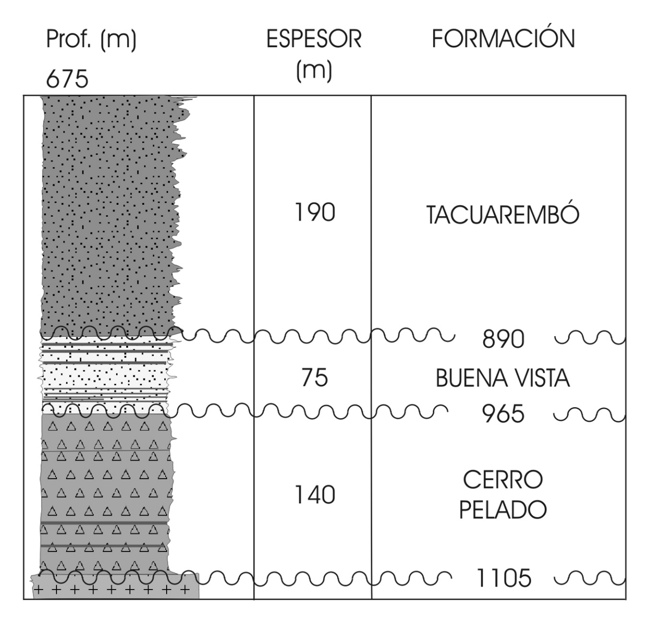

SALSIPUEDES
Prof. (m)
ESPESOR (m)
FORMACIÓN
210
43
BUENA VISTA
MIEMBRO COLONIA OROZCO
253
330
SAN GREGORIO
583
BASAMENTO


SALTO
Prof. (m)
ESPESOR (m)
FORMACIÓN
955
195
TACUAREMBÓ
MIEMBRO INFERIOR
1150
90
ITACUMBÚ
1240
MIEMBRO CERRO CONVENTOS
420
BUENA VISTA
MIEMBRO COLONIA OROZCO
1660
355
FRAYLE MUERTO
2015
165
CERRO PELADO
2180
PELADO
Prof. (m)
ESPESOR (m)
FORMACIÓN
234
MIEMBRO SUPERIOR
450
TACUAREMBÓ
MIEMBRO INFERIOR
684
96
ITACUMBÚ
770
BUENA VISTA
407
MIEMBRO CERRO CONVENTOS
1177
358
FRAYLE MUERTO
1804
30
TRES ISLAS
1834
128
CERRO PELADO
1962





Basaltos y diabasas cretácicas excluidas



NUEVOS APORTES A LA PALEONTOLOGÍA DEL PÉRMICO DE URUGUAY

Graciela Piñeiro

EL ESTUDIO DE LOS DEPÓSITOS PÉRMICOS DE URUGUAY HA experimentado un gran auge en los últimos años. El descubrimiento de nuevos fósiles permite un conocimiento más preciso de las comunidades que dominaron ese período de tiempo en nuestro país y de sus relaciones bioestratigráficas con otras asociaciones contemporáneas de Gondwana y Pangea.

La asociación que incluye reptiles mesosáuridos y crustáceos pigocefalomorfos presente en depósitos de la Formación Mangrullo (Cap. 5), constituye una herramienta relevante de biocorrelación con las unidades de Brasil y África del Sur.

Tanto los Mesosauridae como los Pygocephalomorpha son grupos que han estimulado la atención de muchos investigadores a lo largo de los últimos cien años, con el fin de establecer el significado que tuvieron en la evolución de los amniotas y los crustáceos malacostracos respectivamente. Asimismo, la adición de nuevos datos cronoestratigráficos y geocronológicos incorpora una visión diferente sobre la antigua pero vigente discusión acerca de la edad de las rocas que son objeto de estudio en este capítulo.

LAS UNIDADES PERMO–CARBONÍFERAS Y PÉRMICAS

Durante largo tiempo, la mayor parte de los estudios sobre las unidades neopaleozoicas de Uruguay fueron de cuño geológico, entre los cuales se deben destacar, entre otros, los trabajos de C. Guillemain, K. Walther, A. Du Toit, J. Falconer, D. Rey Vercesi y R. Lambert. El común denominador que caracterizó estas investigaciones pioneras fue la correlación de las unidades uruguayas con aquellas equivalentes de la Cuenca Paraná en Brasil, y si bien se mencionaba la existencia de fósiles, no se realizaba una descripción detallada de los mismos. Posteriormente, la aplicación de estudios de carácter palinológico y paleobotánico (Beri & Daners 1995, Beri & Pecoits 2001, entre otros) introduce un nuevo y diferente enfoque de investigación para estos depósitos, basado fundamentalmente en aspectos cronoestratigráficos y paleoambientales. Por otra parte, la riqueza fosilífera constatada en unidades correlacionables de Brasil y de África del Sur, sugería que los depósitos del Paleozoico Superior de Uruguay debían contener un potencial paleontológico mayor que el mostrado por los estudios previos. Esta percepción fue comprobada recientemente a través de la recopilación de numerosos materiales que posicionan a los depósitos pérmicos de Uruguay entre los más fosilíferos de Sud-América.

Los depósitos carbonífero–pérmicos y pérmicos de Uruguay se reúnen en cuatro unidades litoestratigráficas que se extienden sobre los departamentos de Cerro Largo, Tacuarembó, Treinta y Tres, Rivera, Soriano y Durazno. Las Formaciones San Gregorio y Tres Islas conforman los depósitos basales, caracterizados por sedimentos de origen glacial y periglacial. Sobreyaciendo inmediatamente a estas unidades se encuentran las formaciones Frayle Muerto, Mangrullo y Paso Aguiar. La sucesión pérmica de Uruguay culmina con la depositación de las formaciones Yaguarí y Buena Vista, las cuales representan la parte final de este período, existiendo evidencias de que esta última unidad incluya probablemente el límite Permo–Triásico (Piñeiro & Ubilla 2003). La fauna hallada en la Formación Buena Vista ("Fauna de Colonia Orozco") está constituida por grupos no registrados anteriormente en Sud-América, como los sinápsidos basales ("pelicosaurios") (Piñeiro *et al.* 2003). Asimismo, se encuentran otros escasamente representados y poco conocidos como los reptiles procolofonoideos (Piñeiro *et al.* 2004) y los anfibios temnospóndilos (Marsicano *et al.* 2000).

La edad de las unidades mencionadas ha sido objeto de controversias, dado que la mayor parte de sus fósiles estaría indicando una antigüedad algo mayor que la sugerida por las asociaciones de palinomorfos. Luego se analizará más detalladamente este tópico, teniendo en cuenta recientes datos radiométricos obtenidos para depósitos de Brasil, que han sido considerados como equivalentes de estas unidades uruguayas.

En este capítulo, será objeto de análisis el contenido paleontológico de las formaciones Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí. Se enfatizarán fundamentalmente aspectos bioestratigráficos provistos por grupos descriptos recientemente, que aportan novedades con implicancias en el contexto paleobiogeográfico de Gondwana y Laurasia. Por consiguiente, esta sección incluirá los principales avances realizados desde el punto de vista sistemático, que permitieron la determinación de los taxones así como también sus relaciones filogenéticas con integrantes de otras faunas gondwánicas y laurásicas. Se analizarán además, las evidencias paleoambientales sugeridas por las distintas asociaciones presentes dentro del contexto paleoclimático que afectó a la región gondwánica de Pangea durante el Paleozoico Superior.

Formaciones Frayle Muerto, Mangrullo y Paso Aguiar (Pérmico Inferior): evolución de los paleoambientes y las faunas

Posteriormente a la glaciación que se produjo a finales del Carbonífero y comienzos del Pérmico (Fig. 1), se constata un aumento global de la temperatura. Esto provoca la implantación de un régimen de clima templado tendiente a cálido y árido, como consecuencia del alejamiento de Gondwana del paleopolo, y de un sistema regresivo de los mares provocado por la unión de las masas continentales. Este proceso culmina con la formación del Supercontinente Pangea hacia finales del Pérmico.

La historia depositacional de estas unidades comienza en un contexto de menor influencia del sistema fluvial y deltaico que caracterizó a la Formación Tres Islas (Bossi & Navarro 1991). Consecuentemente, los depósitos más basales que constituyen la Formación Frayle Muerto se habrían depositado en una extensa bahía cubierta por un mar somero, delimitado por barreras en las que se desarrolló una flora dominada por gimnosper-

mas. A través del estudio de una sección estratigráfica ubicada en la zona de Arroyo Seco (departamento de Rivera), que puede ser asignada a la Formación Frayle Muerto, Andreis *et al.* (1996) sugieren ambientes costeros someros (30 a 35 km de la línea de costa), dominados por varios episodios de tormentas de diferente magnitud. Sin embargo, la cercanía de la línea de costa inferida en base al registro de distintas asociaciones de palinomorfos, podría haber variado a lo largo de la columna, dada la ausencia de elementos continentales y la dominancia de acritarcas en los niveles superiores de la sección.

	Ma	PERÍODO	ÉPOCA	PISO / EDAD
MESOZOICO		TRIÁSICO	TEMPRANO	SCYTIENSE
PALEOZOICO	251	PÉRMICO	TARDÍO	TATARIENSE
				KAZANIENSE
				UFIMIENSE
	272		TEMPRANO	KUNGURIENSE
				ARTINSKIENSE
				SAKMARIENSE
				ASSELIENSE
	286	CARBONÍFERO	TARDÍO	PENNSYLVANIENSE
	320		TEMPRANO	MISSISSIPPIENSE

Figura 1 – *Cuadro estratigráfico del Paleozoico Superior.*
Muestra las diferentes unidades en las que se dividen el Carbonífero y el Pérmico, así como las edades absolutas en millones de años (Ma). (Según Haq & Van Eysinga 1987).

Las facies presentes en Arroyo Seco pueden enmarcarse dentro de un sistema de comunicación abierta con el mar, caracterizado por valores de salinidad fluctuantes. Las investigaciones realizadas reflejan el desarrollo de un episodio basal restrictivo de la cuenca, seguido de un reestablecimiento de la libre circulación de las aguas que permite nuevamente el ingreso del mar y la colonización de una fauna típica de estos ambientes.

La abundancia y diversidad de icnofósiles (trazas y coprolitos), evidenciada en los niveles cercanos al tope de la Formación Frayle Muerto en los alrededores del pueblo Mangrullo (departamento de Cerro Largo), sugiere la implantación temporal de condiciones de salinidad y oxigenación más estables, que como veremos, no se mantendrán durante la depositación de la suprayacente Formación Mangrullo.

Dominada por la alternancia de períodos de menor o mayor conexión con el mar, comienza la depositación de la Formación Mangrullo en un cuerpo de agua relativamente profundo. Hacia la parte media de esta unidad se evidencia un retroceso de las aguas, que produce el desarrollo de sistemas costeros someros caracterizados por la presencia de estructuras tractivas de tipo "*ripple marks*" asociadas a restos de insectos, crustáceos pigocefalomorfos y conchostráceos, troncos silicificados y reptiles mesosáuridos.El aporte de agua dulce debió ser por momentos importante para permitir el desarrollo de organismos típicos de comunidades salobres y dulceacuícolas. No obstante la salinidad habría sido fluctuante; el análisis de la fauna registrada en la Formación Mangrullo no permite caracterizar un ambiente normal marino para esta unidad, como ha sido sugerido previamente por algunos autores (Bossi & Navarro 1991; de Santa Ana & Gutiérrez 2000).

Los restos de peces hallados son muy fragmentarios y sólo pueden ser asignados al grupo de los Paleonisciformes. Estos peces no son indicadores exclusivos de ambientes marinos, ya que entre ellos existen especies de agua dulce. De hecho, una asociación registrada en la localidad de Paso de los Carros (departamento de Cerro Largo), representada por restos de peces paleonisciformes y conchostráceos estaría indicando, fundamentalmente en base a estos últimos, un ambiente de agua dulce para ese momento. Asimismo, las asociaciones de palinomorfos provenientes de varios niveles de la Formación Mangrullo no incluyen elementos que sugieran condiciones marinas.

Hacia el tope de esta unidad, la influencia del mar abierto parece incrementarse, coincidiendo con el comienzo de la depositación de la suprayacente-

cente Formación Paso Aguiar, cuyas capas más basales muestran una moderada bioturbación, aunque en mucho menor grado que la mencionada previamente para el tope de la Formación Frayle Muerto.

Estas condiciones no se habrían mantenido durante toda la depositación de la Formación Paso Aguiar, ya que a medida que nos acercamos a su horizonte superior aparecen troncos de gran tamaño y abundantes restos de hojas y tallos incluidos en niveles francamente arcillosos, los cuales estarían indicando el desarrollo de cuerpos lacunares costeros rodeados de abundante vegetación.

La Formación Frayle Muerto y sus fósiles como indicadores bioestratigráficos

Hasta hace poco tiempo, los palinomorfos eran los únicos fósiles estudiados en detalle para esta unidad, describiéndose tanto asociaciones típicas de ambientes continentales como otras en las que la presencia de acritarcas indicaba una influencia marina (Andreis *et al.* 1996).

Las acritarcas están presentes en niveles de limolitas y arcilitas hacia el tope de la unidad, donde también se registra una fuerte bioturbación de los sedimentos. Recientemente, estos niveles pelíticos han proporcionado numerosos restos de peces paleonisciformes y también de peces celacántidos, que incluyen mayoritariamente escamas y dientes, además de varios icnofósiles determinados como *Taenidium* isp. y *Planolites* isp. (Piñeiro 2002).

La identificación de diferentes morfotipos de escamas y dientes de peces (Fig. 2) es útil desde el punto de vista bioestratigráfico, ya que permite establecer una correspondencia entre dos o más unidades litoestratigráficas o entre distintas localidades asignables a una unidad en particular. Como veremos a lo largo de este capítulo, escamas y dientes de peces, fundamentalmente de Paleonisciformes, son comunes a casi todas las unidades pérmicas de nuestro país (exceptuando la Formación Buena Vista), y son usadas como una herramienta de correlación. Es así que las asociaciones de morfotipos presentes en la Formación Frayle Muerto, sugieren una equivalencia con la Formación Palermo de Brasil (Fig. 3), tal como había sido establecido previamente mediante criterios litoestratigráficos. Esta correlación podría además estar refrendada por la presencia de un nivel de concreciones en la parte cuspidal de ambas unidades, las cuales contienen restos de bivalvos afines al género *Nuculana*.

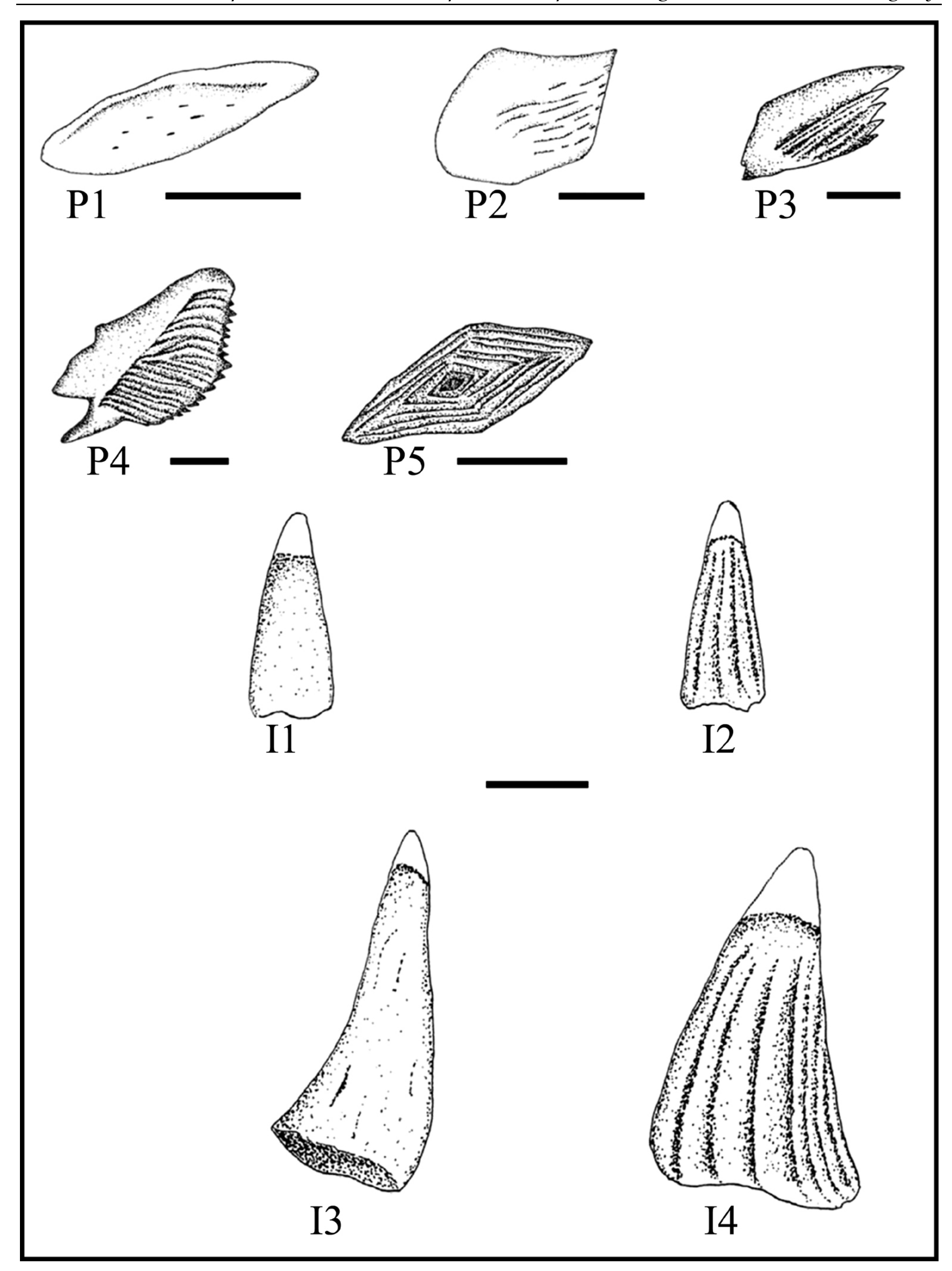


Figura 2 – *Dibujo esquemático que muestra las principales características de los diferentes morfotipos de escamas y dientes de peces paleonisciformes presentes en las unidades de estudio, cuya distribución se muestra en la Fig. 3. Escala gráfica = 1 mm, excepto en* P2 *= 2 mm. Modificado de Piñeiro (2002).*

	Mor Unidad	P1	P2	P3	P4	P5	I1	I2	I3	I4
URUGUAY	Yaguarí	X	X		X	X				
	Paso Aguiar	X	X		X					
	Mangrullo "El Barón" (superior)	X	X		X				X	X
	Mangrullo "El Barón" (inferior)	X	X	X	X	X				
	Mangrullo "Paso de los Carros"	X	X	X	X	X	X	X	X	
	Frayle Muerto	X	X				X		X	X

	Mor Unidad	P1	P2	P3	P4	P5	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	I10
BRASIL	Río do Rasto					X										
	Estrada Nova	X	X		X		X	X	X	X	X	X	X		X	X
	Corum-batí	X	X	?							?					
	Iratí	X	X	X		X			X	X		X				
	Palermo	X	X													

Figura 3 – *Distribución de los morfotipos* (Mor) *de escamas* (P) *y de dientes* (I) *en las formaciones Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí, contrastados con los hallados en las formaciones Palermo, Iratí, Corumbataí, Estrada Nova y Rio do Rasto de Brasil.*
(Según Richter 1985, Piñeiro 2002).

Las faunas de la Formación Mangrullo y su relación con unidades pangeicas

En contraposición con una abundante y detallada información palinológica y paleobotánica, sólo restos muy fragmentarios de reptiles mesosáuridos y eventualmente de crustáceos pigocefalomorfos, constituían las esporádicas referencias paleofaunísticas para la Formación Mangrullo. La colecta de nuevos materiales en buen estado de preservación, provenientes de los departamentos de Cerro Largo y Tacuarembó, reveló un potencial fosilífero que se había mantenido oculto durante mucho tiempo.

Los mesosáuridos (Fig. 4; Lámina I: A, B y C) fueron primitivos amniotas de hábitos acuáticos que vivieron hacia comienzos del Pérmico, siendo una de las primeras formas reptilianas que conquistaron este ambiente. Constituyen el grupo mejor representado en la Formación Mangrullo y, a pesar de la gran cantidad de esqueletos casi completos que se han preservado fundamentalmente en Brasil, muchas son las interrogantes que aún permanecen en cuanto a su clasificación y relaciones de parentesco con otros reptiles basales. Sus restos desaparecen del registro fósil antes del comienzo del Pérmico Tardío, y este corto biocrón los posiciona como excelentes fósiles guía del Paleozoico Superior y particularmente del Pérmico Temprano. Su distribución geográfica fue del mismo modo restringida, ya que sus restos sólo se encuentran en depósitos de la Formación Mangrullo de Uruguay, en la Formación Iratí de Brasil, en depósitos pérmicos de Paraguay y en la Formación Whitehill de África del Sur. La presencia de mesosáuridos en el Pérmico de Sud-América y África del Sur y su escasa adaptación a desenvolverse en un medio marino, son utilizados como un clásico argumento paleontológico en favor de la deriva continental.

La principal discrepancia que rodea al estudio de este grupo de amniotas, se relaciona con el reconocimiento de una, dos o tres especies de mesosáuridos viviendo en la Cuenca Paraná. Los estudios en torno al esclarecimiento de este tópico fueron basados en la anatomía del esqueleto postcraneano, el cual ha sido descripto con mayor o menor detalle por varios autores como McGregor (1908), von Huene (1941), Araújo (1976), Oelofsen (1981), Modesto (1999) y Piñeiro (2002), con algunas diferencias importantes en cuanto a la interpretación morfológica de algunas estructuras. De manera que mientras algunos autores consideran que todos los restos hallados deben ser asignados a *Mesosaurus tenuidens* (*e.g.* Huene 1941), otros aseguran que existen evidencias para distinguir dos especies más: *Stereosternum*

tumidum y *Brazilosaurus sanpauloensis* (Araújo 1976). No obstante, mientras que *Mesosaurus* y *Stereosternum* son dos taxones claramente diferenciables, el *status* de *Brazilosaurus* plantea interrogantes, dada la similitud morfológica observada entre este taxón y *Stereosternum*.

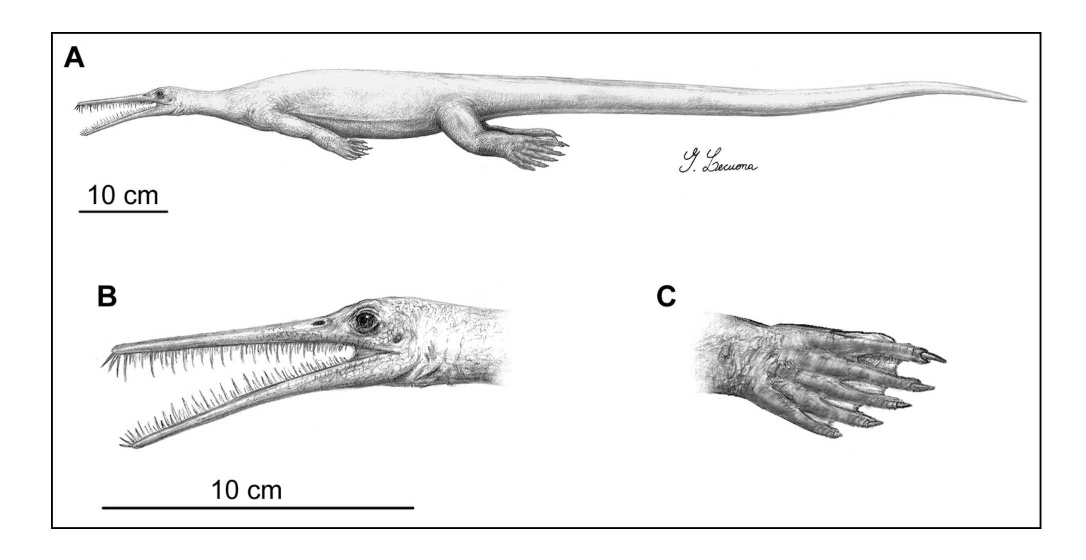


Figura 4 – *Mesosáurido Mesosaurus tenuidens*
A: *Reconstrucción.* B: *Detalle de la cabeza, donde se puede observar su largo hocico con los característicos delgados y numerosos dientes.* C: *Detalle del pie de Mesosaurus destacando la presencia de una membrana interdigital, la cual parece haber estado más desarrollada en los miembros posteriores.*

Desde el punto de vista filogenético, los nuevos especímenes hallados en Uruguay indican que los Mesosauridae podrían ser diápsidos cercanamente relacionados con formas que incluyen representantes de hábitos acuáticos que vivieron durante el Pérmico Superior Temprano.

Otro de los grupos característicos de la Formación Mangrullo es el de los crustáceos Pygocephalomorpha (Lámina I: D y F), cuyos restos se encuentran mayoritariamente en íntima asociación con los mesosáuridos, así como también las huellas probablemente producidas por sus apéndices toráxicos cuando se desplazaban sobre el sedimento (Lámina I: E). Actualmente, más de 500 especímenes forman parte de la colección de invertebrados fósiles de la Facultad de Ciencias, entre los cuales se cuentan varios individuos casi completos y con una excelente preservación.

Los Pygocephalomorpha son un grupo extinto de crustáceos malacostracos cuyo biocrón se extiende desde el Carbonífero Tardío hasta finales del Pérmico Temprano o comienzos del Pérmico Tardío. Ostentan una distribución pangeica, ya que sus restos se encuentran en depósitos de esa edad, tanto de Gondwana como de Laurasia. La mayoría de ellos forma parte de comunidades dulceacuícolas del Paleozoico Superior, aunque algunas especies pudieron habitar en ambientes de aguas salobres (Schram 1981).

Algunos de los especímenes presentes en la fauna hallada en la Formación Mangrullo no han podido ser determinados con certeza. Esta fauna podría incluir los géneros *Pygaspis* y/o *Notocaris* (Fig. 5 A) , los cuales fueron descriptos para las formaciones Iratí (Beurlen 1931, Pinto 1972, Pinto & Adami 1996) y Whitehill (Broom 1931, Kensley 1975) de Brasil y África del Sur, respectivamente. Estos dos géneros presentan una similitud muy marcada, razón por la cual algunos autores sugirieron que debían ser sinonimizados (Pinto 1971). No obstante, esta hipótesis fue posteriormente descartada, dado que mientras *Pygaspis* carece de espinas antero–laterales en el caparazón, *Notocaris* parece presentar estas estructuras.

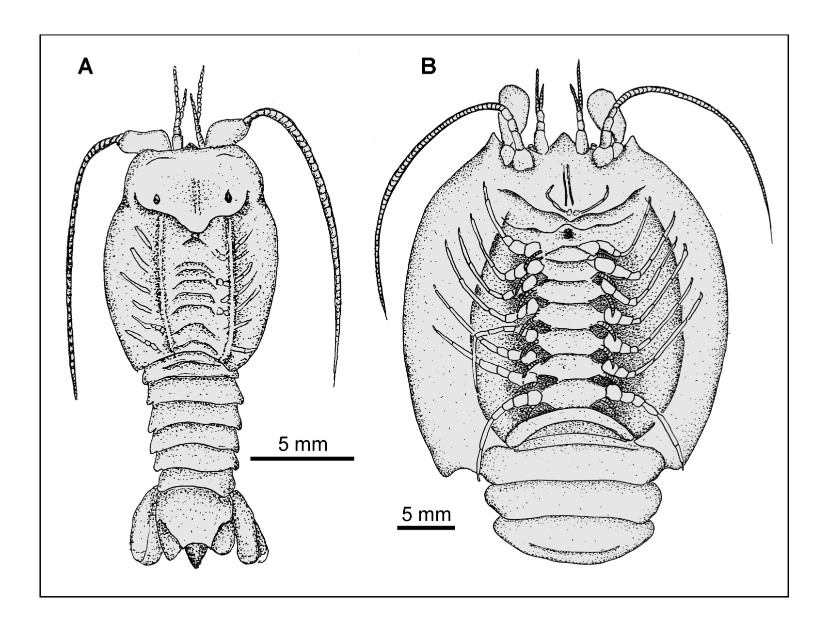


Figura 5 – *Crustáceos Pygocephalomorpha, provenientes de la Formación Mangrullo de Uruguay.*
A: *Reconstrucción de uno de los especímenes que presenta caracteres afines con* Pygaspis *de la Formación Iratí de Brasil y con* Notocaris *de la Formación Whitehill de África del Sur.*
B: *Reconstrucción realizada a partir de un individuo casi completo, asignado al grupo de los tealliocarídidos. Ambos especímenes provienen de niveles pelíticos y se encontraron en asociación con restos de mesosáuridos.*

Otros especímenes, provenientes de los niveles calcáreos de la Formación Mangrullo, han sido identificados como *Liocaris huenei* (Beurlen 1931) (Lámina I: F), especie originalmente descripta para las mismas facies de la Formación Iratí de Brasil junto con *Liocaris angusta* (Beurlen 1931), esta última no registrada hasta el momento en Uruguay. Los especímenes de *L. huenei* de nuestro país son los más completos conocidos, ya que incluyen no sólo el caparazón, sino también el abdomen.

Por otra parte, entre los muchos ejemplares hallados en niveles pelíticos de la Formación Mangrullo, algunos presentan caracteres que diagnostican a la Familia Tealliocarididae (Fig. 5 B), del Carbonífero Superior y Pérmico Inferior de Norte-América y Europa, mientras que otros conservan la morfología descripta para el género *Paulocaris* de la Formación Iratí de Brasil.

Los fósiles registrados en la Formación Paso Aguiar

La Formación Paso Aguiar es una unidad bastante pobre en fósiles. Además de los restos de gimnospermas incluidos en facies probablemente lacunares, sólo se han registrado escamas de peces paleonisciformes y restos de plantas que podrían ser relacionados con la flora de *Glossopteris*. Una Zona de *Glossopteris* es referida por Mezzalira (1980) para los depósitos basales de la Formación Estrada Nova de Brasil. A través de la distribución de los diferentes morfotipos de escamas registrados (Fig. 3), se puede observar una elevada correspondencia entre la sección superior de la Formación Mangrullo, la Formación Paso Aguiar y la Formación Yaguarí en Uruguay, y la Formación Estrada Nova en Brasil. La mayor diferencia la marca la presencia del morfotipo P5 (Fig. 2) en la Formación Yaguarí, el cual también está presente en la Formación Rio do Rasto.

Reuniendo la información paleobotánica con los datos de las escamas de paleonisciformes, se puede sugerir una relación entre la Formación Paso Aguiar y la porción inferior y media de la Formación Estrada Nova.

BIOESTRATIGRAFÍA Y EDAD DE LA FORMACIÓN MANGRULLO

La asociación de crustáceos Pygocephalomorpha y reptiles Mesosauridae es una excelente herramienta de correlación entre la Formación Mangrullo, la Formación Iratí y la Formación Whitehill. En Uruguay y Brasil, el género *Liocaris* se registra en niveles calcáreos que contienen

restos de mesosáuridos que pueden ser asignados a *Stereosternum* y/o *Brazilosaurus*. La ausencia de estos taxones en África del Sur está seguramente ligada a un problema de muestreo y particularmente en el caso de los mesosáuridos, a las dificultades que hasta hace poco tiempo planteaba su reconocimiento a través de elementos postcraneanos. En este sentido, restos de pigocefalomorfos provenientes de calizas de la Formación Whitehill, podrían ser asignados a *Liocaris* sp. (Pinto, com. per.), pero necesitan ser estudiados con más detalle.

Los niveles de esquistos bituminosos y no bituminosos que suprayacen a los estratos calcáreos en la Formación Mangrullo, contienen restos de *Mesosaurus* en íntima asociación con *Pygaspis* y/o *Notocaris*, con los Tealliocarididae y también con especímenes que muestran afinidades con Paulocaris. A pesar de que en Brasil y África del Sur no ha sido mencionada una asociación directa de estos taxones (en su lugar se reconoce una Zona de *Mesosaurus* y suprayacente a ella, una Zona de *Pygaspis*/*Notocaris*, según Mezzalira 1980), es altamente probable también en este caso, que se deba a un incompleto relevamiento de los niveles involucrados.

En la Fig. 6 se muestra la distribución estratigráfica de los diferentes géneros de mesosáuridos y de pigocefalomorfos en las unidades correlacionables de Uruguay, Brasil y África del Sur. Como puede observarse, el esquema bioestratigráfico indica una clara correspondencia en la distribución de estos dos taxones en las unidades comparadas. Las diferencias existentes podrían ser producto de distintos criterios de determinación taxonómica o como se mencionó anteriormente, de un escaso control prospectivo de los niveles que incluyen estos fósiles.

Por lo tanto, podemos concluir que las Formaciones Iratí y Whitehill, y también la Formación Mangrullo, son unidades contemporáneas, en base a su registro de reptiles Mesosauridae y de crustáceos Pygocephalomorpha. Sin embargo, mientras las asociaciones de palinomorfos sugieren una edad Pérmico Tardío (Kazaniense, de acuerdo a la tabla estratigráfica de Haq & Van Eysinga 1987), tanto para la Formación Iratí (Daemon & Quadros 1970), como también para la Formación Mangrullo (Beri 1991, Beri & Peçoits 2001), la macroflora presente en la Formación Whitehill indica una antigüedad mayor, dentro del Pérmico Temprano (Artinskiense–Kunguriense) (Oelofsen 1981). Recientes dataciones de circones efectuadas para depósitos de Brasil y Uruguay que incluyen a las formaciones Río Bonito (Formación Tres Islas), Iratí (Formación Mangrullo) y Rio do Rasto (en parte coetánea con la Formación Yaguarí), ubican estas unidades entre los

304 y 274 Ma. (Basei *et al.* 2004), o sea una edad comprendida entre el Carbonífero Tardío y la base del Pérmico Tardío (*vide* edades absolutas para Uruguay en el Cap. 5).

<table>
<tr><th colspan="3">BRASIL
(Cuenca Paraná)</th><th colspan="2">ÁFRICA DEL SUR
(Cuenca Karoo)</th><th colspan="2">URUGUAY
(Cuenca Norte)</th><th>NA
(FP)</th></tr>
<tr><td rowspan="4">FORMACIÓN IRATÍ</td><td rowspan="4">MIEMBRO ASISTENCIA</td><td>Pygaspis</td><td rowspan="4">FORMACIÓN WHITEHILL</td><td>Notocaris</td><td rowspan="4">FORMACIÓN MANGRULLO</td><td rowspan="2">Mesosaurus
Stereosternum
Pygaspis</td><td rowspan="4">Ps

Ms</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Paulocaris</td><td rowspan="3">Mesosaurus
?Stereosternum</td></tr>
<tr><td>Tealliocarididae
?Paulocaris</td></tr>
<tr><td>Stereosternum
Brazilosaurus
Liocaris</td><td>Mesosaurus
Stereosternum
Liocaris</td></tr>
</table>

Figura 6 – *Distribución de los diferentes géneros de Pygocephalomorpha y Mesosauridae en unidades de la Cuenca Norte y otros sectores de la Cuenca Paraná en Brasil, así como también de la Cuenca Karoo en África del Sur. La última columna de la derecha muestra la presencia de* Mamayocaris serendipitous (Ms) *y de* Paulocaris schrami (Ps) *en la Formación Petrolia (Grupo Wichita)* (FP) *del Pérmico Inferior de Norte-América* (NA) *(ver texto para mayor detalle sobre la importancia de esta última unidad).*

Teniendo en cuenta estos resultados, se torna imprescindible una revisión de los datos provenientes de los análisis palinológicos efectuados para Brasil y Uruguay. Los registros fosilíferos de la Formación Mangrullo estudiados en los últimos años (Piñeiro 2002, 2004), muestran una clara correspondencia con la edad propuesta para la Formación Whitehill de África del Sur dentro del Pérmico Temprano. Entre ellos, se destacan la presencia de

insectos afines a taxones del Carbonífero Superior y Pérmico Inferior de Norte-América y Rusia respectivamente (Pinto *et al.* 2000), de una asociación de vegetales afín a la flora de *Gangamopteris*, la cual incluye taxones que no sobrepasan el Pérmico Inferior, y de una fauna de crustáceos muy similares a especies representadas en el Carbonífero Superior y Pérmico Inferior de varias regiones de Laurasia.

Resulta interesante destacar la marcada similitud entre *Liocaris huenei*, presente en Brasil y Uruguay y *Mamayocaris serendipitous*, una especie distribuida en niveles también calcáreos de la Formación Petrolia (Pérmico Inferior de Norte-América) (ver Fig. 6) (Hotton *et al.* 2002). Asimismo, en esta unidad laurásica, las facies pelíticas inmediatamente superiores a las que contienen los restos de *Mamayocaris*, proporcionaron otros pigocefalomorfos que incluyen la especie *Paulocaris schrami*, prácticamente indistinguible de *Paulocaris pachecoi* de la Formación Iratí y que probablemente está presente en la Formación Mangrullo.

La Formación Petrolia (Grupo Whichita de Norte-América) ha sido considerada de edad Pérmico Temprano, en base a la presencia de una fauna dulceacuícola relictual que incluye plantas, peces, anfibios y reptiles, sobrevivientes en un refugio ecológico de características ambientales similares a las que dominaron en el Carbonífero Superior. Esta asociación resulta similar a la registrada en las facies pelíticas de la Formación Mangrullo.

Otro argumento de significación cronoestratigráfica para la Formación Mangrullo, es la presencia de la icnoespecie *Undichnia insolentia* (Anderson 1976) (Lámina I: G). Esta traza puede ser asignada a peces acantodios y fue producida por las espinas que sostienen las aletas cuando uno de estos peces se desplazaba por el fondo de lodo del cuerpo de agua en el que vivía (Verde & Piñeiro 2003). *Undichnia insolentia* tiene una distribución temporal muy restringida, abarcando un lapso comprendido entre el Carbonífero Tardío y el Pérmico Temprano (Anderson 1976, Buatois & Mángano 1993). El animal que lo produjo debía ser de pequeño tamaño y presentar espinas en las aletas pectorales y al menos una ventral, que formaba el sostén de la aleta anal. Este tipo de distribución de las espinas se observa en el género *Acanthodes*, cuyos últimos representantes (Pérmico Inferior), son peces que no sobrepasan los 30 centímetros. No obstante, una disposición semejante está presente en *Carinacanthus lopatini*, un tiburón del Carbonífero Superior de Rusia, introduciendo una interrogante respecto de las afinidades del organismo productor de la traza, aunque no de la edad asignada a las rocas.

FORMACIÓN YAGUARÍ (PÉRMICO SUPERIOR)

Durante la depositación de la Formación Yaguarí se verifica una creciente tendencia a la continentalización. El ambiente plataformal somero que evidencian los niveles de la base, es seguido por un desarrollo de cuerpos lacunares de baja energía y escasa profundidad, que culmina con la implantación de paleosuelos temporales con abundantes rizolitos, observados en los niveles cercanos al tope de la unidad.

La existencia de cambios ambientales puntuales pero drásticos desde el punto de vista ecológico, pueden ser inferidos en particular para los niveles cuspidales de la Formación Yaguarí, a través de episodios de alta mortalidad de moluscos bivalvos asignables a la especie *Pyramus cowperesoides*. Probablemente, estos cambios se relacionen con una disminución importante de la salinidad del cuerpo de agua, que afectó a las poblaciones de estos bivalvos adaptadas a un ambiente más salobre. Por el contrario, las nuevas condiciones propiciaron la colonización de un grupo de crustáceos dulceacuícolas como los concostráceos, cuyos restos se hallan en los niveles inmediatamente superiores a los que contienen los bivalvos. Gallego *et al.* (1993) describieron restos de concostráceos provenientes de niveles calcáreos de la Formación Yaguarí y los asignaron a la especie *Cyzicus falconeri.*

Los fósiles registrados en litologías arenosas y arcillosas de la Formación Yaguarí constituyen elementos novedosos para nuestro país: peces paleonisciformes junto a peces celacantiformes, bivalvos y concostráceos, los cuales podrían ser considerados como el relicto de una comunidad dulceacuícola que se desarrolló poco antes que la sedimentación de esta unidad culminara. Los celacantiformes constituyen un grupo de peces de aletas lobuladas, cuyo único representante actual (*Latimeria*) presenta una distribución gondwánica, existiendo dos poblaciones que se adaptaron a vivir en las profundidades del Océano Indico.

La especie de bivalvo *Pyramus cowperesoides* está probablemente representada en la Zona de *Pinzonella illusa*, hacia el tope de la Formación Estrada Nova (Brasil). Si contrastamos este dato con la información proveniente de la distribución de morfotipos de escamas de paleonisciformes (Fig. 3), se puede deducir una correlación entre los depósitos del tope de la Formación Yaguarí con la parte cuspidal de la Formación Estrada Nova y la base de la Formación Rio do Rasto. Por lo tanto, considerando los datos radiométricos obtenidos recientemente (*vide* Cap. 5) y teniendo en cuenta que las

últimas investigaciones realizadas sobre los tetrápodos presentes en la Formación Rio do Rasto indican que su edad estaría comprendida entre el Kazaniense Tardío y el Tatariense Temprano (Langer 2000), es factible que la Formación Yaguarí tenga una antigüedad por lo menos Kazaniense dentro del Pérmico Tardío.

CONSIDERACIONES FINALES

Las unidades carbonífero–pérmicas y pérmicas de la Cuenca Norte han sido objeto de recientes investigaciones que demuestran un importante potencial fosilífero, reflejado en el hallazgo de numerosos especímenes que representan nuevos o escasamente conocidos grupos para el registro del Paleozoico Superior de Gondwana.

El estudio de esos fósiles no sólo permite un más completo conocimiento de las comunidades que habitaron nuestro país hace alrededor de 270 millones de años, sino también obtener una más argumentada y fidedigna comparación con faunas coetáneas de otras regiones pangeicas. De este modo, los recientes hallazgos parecen corroborar previos trabajos que correlacionaron las unidades pérmicas uruguayas con las unidades de la Cuenca Paraná en territorio brasileño, básicamente atendiendo a semejanzas litoestratigráficas. Por otra parte, tanto las asociaciones fósiles como las edades absolutas señalan una antigüedad mayor a la establecida anteriormente para estos depósitos (Fig. 7). Es importante destacar que las edades relativas de las unidades, así como sus correlativas en la columna de Brasil, provenían básicamente de los datos proporcionados por los análisis de palinomorfos, los cuales son contradictorios con los aportados tanto por las asociaciones faunísticas como por las macroflorísticas que los contienen.

Desde el punto de vista paleobiogeográfico, hemos observado que durante el Carbonífero Tardío y el Pérmico Temprano existieron comunidades equivalentes en cuencas sedimentarias de Gondwana y Laurasia. La asociación hallada en la Formación Mangrullo, a pesar del aparente endemismo mostrado por algunos grupos como los peces paleonisciformes, incluye taxones emparentados con grupos laurásicos como los tealliocarídidos y *Liocaris huenei*, muy cercano a *Mamayocaris* del Pérmico Inferior de Norte-América. Sin embargo, la especie sudamericana, al igual que todas las gondwánicas descriptas, ostenta una posición basal respecto de las laurásicas en recientes estudios filogenéticos (Hotton *et al.* 2002). Asimismo, en el caso de los insectos, las especies descriptas para la Formación Mangrullo pre-

sentan similitudes muy marcadas con taxones del Pérmico Inferior de Rusia y Norte-América (Pinto *et al.* 2000). De acuerdo a lo mencionado, los pigocefalomorfos y los insectos evidenciaron una distribución pangeica durante el Carbonífero–Pérmico, con centros de origen y dispersión gondwánicos al menos para los primeros.

<table>
<tr><th>EDAD / REGIÓN</th><th>URUGUAY</th><th>BRASIL</th><th>ÁFRICA DEL SUR</th></tr>
<tr><td rowspan="2">TRIÁSICO</td><td></td><td rowspan="2">FM. SANGA DO CABRAL</td><td rowspan="3">SERIE BEAUFORT</td></tr>
<tr><td rowspan="3">FM. BUENA VISTA</td></tr>
<tr><td rowspan="4">PÉRMICO TARDÍO</td><td rowspan="3">FM. RIO DO RASTO</td></tr>
<tr><td rowspan="5">GRUPO ECCA</td></tr>
<tr><td rowspan="3">FM. YAGUARÍ</td></tr>
<tr><td rowspan="3">FM. ESTRADA NOVA</td></tr>
<tr><td rowspan="6">PÉRMICO TEMPRANO</td></tr>
<tr><td>FM. PASO AGUIAR</td></tr>
<tr><td>FM. MANGRULLO</td><td>FM. IRATÍ</td><td>FM. WHITEHILL</td></tr>
<tr><td>FM. FRAYLE MUERTO</td><td>FM. PALERMO</td><td>FM. PRINCE ALBERT</td></tr>
<tr><td>FM. TRES ISLAS</td><td>FM. RÍO BONITO</td><td rowspan="4">GRUPO DWYKA</td></tr>
<tr><td rowspan="2">FM. SAN GREGORIO</td><td rowspan="2">FM. ITARARÉ</td></tr>
<tr><td rowspan="2">CARBONÍFERO TARDÍO</td></tr>
<tr><td></td><td></td></tr>
</table>

Figura 7 – *Cuadro estratigráfico comparativo de las relaciones de las unidades carbonífero–pérmicas y pérmicas de Uruguay, Brasil y África del Sur. Muestra la edad de cada una de ellas, sugerida por las asociaciones faunísticas que contienen (detalladas en este capítulo) y por recientes estudios radiométricos.*

Con respecto a los vertebrados es difícil realizar una evaluación, dado que prácticamente todos los tetrápodos continentales presentaron una distribución ecuatorial durante el Carbonífero Tardío y el Pérmico Temprano, no existiendo registros de ellos en depósitos de origen continental de esa edad en Gondwana, así como tampoco en Rusia. Esta última apreciación es particularmente interesante, dado que a partir del Pérmico Tardío y el comienzo del Mesozoico existió una marcada coincidencia entre las faunas de tetrápodos presentes en Sud-América y África y las comunidades de la Plataforma Rusa, tanto desde el punto de vista sistemático como también del grado evolutivo de los grupos involucrados (Piñeiro & Ubilla 2003). La dispersión de los taxones podría haberse efectuado a través de amplios corredores de intercambio faunístico, en un escenario en el que Rusia y Gondwana podrían haber ostentado un contacto mucho más estrecho durante el Pérmico Tardío que el sugerido por las actuales reconstrucciones paleogeográficas.

Agradecimientos

Mariano Verde, Alejandra Rojas, Nora Lorenzo y César Goso, así como los estudiantes Daniel Picchi, Freddie Kuckzera, Santiago Carreira y Elizabeth Morosi, colaboraron en los trabajos de campo realizados. PEDECIBA financió parte de estas investigaciones, en el marco de estudios de postgrado. A Gustavo Lecuona por sus ilustraciones. Un especial agradecimiento a Martín Ubilla por la lectura crítica de este trabajo y por sus valiosas sugerencias.

Bibliografía

Anderson A (1976): *Fish trails from the Early Permian of South Africa*. Palaeontology, 19: 397-409.

Andreis RR, Anzotegui LM, Ferrando LA, Herbst R & Mautino LR (1996): *Litofacies, paleoambientes y paleontología de la Formación Melo (Pérmico Inferior) en Arroyo Seco, departamento de Rivera, República Oriental del Uruguay. Partes I y II*. Ameghiniana, 33 (3): 243-264.

Araújo D (1976): *Taxonomia e relações dos Proganosauria da Bacia do Paraná*. Anais da Academia Brasileira Ciências 48, 91-116.

Basei M, Rocha Campos A & Nutman AP (2004): *Idade e proveniência de zircões de rochas neopaleozóicas do Brasil: resultados preliminares*. Simposio 40 anos de Geocronología no Brasil, Boletim de Resumos 9, USP, São Paulo, Brasil.

Beltan L (1977): *Découverte d´une ichthyofaune dans le Carbonifère Supérieur d´Uruguay. Rapport avec les faunes ichthyologiques contemporaines des autres régions du Gondwana*. Ann. Société Géologique du Nord, Lille, 97: 351-355.

Beltan L (1981): Coccocephalithchys tessellatus *n. sp. (Pisces, Actinopterygii) from the Upper Carboniferous of Uruguay*. Anais do II Congr. Latino-americano de Paleontología, 1: 95-105.

Beltan L (1989): *New Permian Actinopterygian Families from Uruguay*. Acta Musei Reginaehradecensis S.A., Scientiae Naturales, XXII: 79-86.

Beltan L (1993): *On the actinopterygian fish* Carbonilepis *from the Permian of Uruguay*, pp. 89-101 de Heidtke U (comp): *New Research on Permo–Carboniferous Faunas*. Pollichia, 29.

Beri Á (1991): *Palinología do Neopaleozóico da Bacia do Paraná na Republica Oriental do Uruguai. Considerações bioestratigráficas y paleoecologicas*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, Inédito, 109 pp.

Beri Á & Daners G (1995): *Palinología de la Perforación Nº 221, Pérmico, R.O. del Uruguay*. Geociências, 14(2): 145-160. San Paulo, Brasil.

Beri Á & Pecoits E (2001): *Palinología y sedimentología de la Formación Melo (Pérmico) en la Cañada "El Barón", departamento de Cerro Largo, Uruguay*. Ameghiniana, 38(4): 419-428.

Beurlen K (1931): *Crustaceenreste aus den Mesosaurierschichten (Unterperm) von Brasilien (São Paulo)*. Paläontologische Zeitschrift, 13(1/2): 35-50.

Bossi J & Navarro R (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, Uruguay, 970 pp.

Broom R (1931): *On the Pygocephalus-like crustaceans of South Africa Dwyka*. Proceedings of the Zoological Society of London, 571-573.

Buatois L & Mángano MG (1993): *Pistas de peces en el Carbonífero de la Cuenca Paganzo (Argentina): su significado estratigráfico y paleoambiental*. Ameghiniana, 31(1): 33-40.

Daemon RF & Quadros LP (1970): *Bioestratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná*, pp. 355-412 de *Anais do XXIV Congreso Brasileiro de Geología*. Brasilia.

De Santa Ana H & Gutiérrez L (2000): *Formación Mangrullo (Cuenca Norte, Uruguay): Estratigrafía y recursos minerales asociados*. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, III Época, 7: 2-14.

Elizalde G, Eugui W, Verdesio J, Stapff M & Tellechea J (1970): *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/100.000.3, segmento Aceguá, sector XXX*. Boletín Nº 3, Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, Uruguay, pp. 1-127.

Falconer JD (1937): *La Formación Gondwana en el NE del Uruguay, con especial referencia a los terrenos eogondwánicos*. Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay, Boletín 23: 1-113, Montevideo.

Ferrando L & Andreis R (1986): *Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay*. I Congr. Lat. de Hidrocarburos, ARPEL, I: 295-323, Buenos Aires.

Gallego OF, Herbst R & Ferrando LA (1993): Cyzicus *(E).* falconeri *n. sp. (Conchostracea) de la Formación Yaguarí (Pérmico Superior), Uruguay*. Ameghiniana, 30(1): 17-22, Buenos Aires.

Haq BU & Van Eysinga FW (1987): *Geological Time Table. Fourth revised and updated edition*. Elsevier Science Publishers, B.V., USA.

Hotton N, Feldmann R, Hook R & Dimichele W (2002): *Crustacean–bearing continental deposits in the Petrolia Formation (Leonardian Series, Lower Permian) of North Central Texas*. Journal of Paleontology, 76(3): 486-494.

Huene F von (1941): *Osteologie und systematische Stellung von* Mesosaurus. Palaeontographica, Abteilung A 92: 45-58.

Kensley B (1975): *Taxonomic status of the Phygocephalomorphic crustacea from the Dwyka "White Band" (Permo–Carboniferous) of South Africa*. Annals of South Africa Museum, 67(3): 25-33.

Langer M (2000): *The first record of dinocephalians in South America: Late Permian (Rio do Rasto Formation) of the Paraná Basin, Brazil. N. Jb*. Geologie und Paläeontologie Abhrad, 215(1): 69-95, Sttutgart.

Marsicano C, Perea D & Ubilla M (2000): *A new temnospondyl amphibian from the Lower Triassic of South America*. Alcheringa, 24: 119-123.

McGregor JH (1908): *On* Mesosaurus brasiliensis *nov. sp. from the Permian of Brazil*, pp. 301-336 de White IC (ed): *Commissão dos Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Parte II*. National Press, Rio de Janeiro.

Mezzalira S (1980): *Bioestratigrafía do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo*. Revista do Instituto Geológico de São Paulo, 1(1): 15-34.

Modesto SP (1999): *Observations on the structure of the Early Permian reptile* Stereosternum tumidum *Cope*. Palaeontologia africana, 35: 7-19.

Oelofsen B (1981): *An anatomical and systematic study of the family Mesosauridae (Reptilia, Proganosauria) with special reference to its associated fauna and palaeoecological environment in the Whitehill Sea*. Ph.D. thesis, University of Stellenbosch, South Africa, 250 pp.

Oelofsen B & Araújo DC (1983): *Paleoecological implications of the distribution of mesosaurid reptiles in the Permian Irati Sea (Parana Basin), South America*. Revista Brasilera de Géociências, 13(1): 1-6.

Pinto ID (1971): *Reconstitução de* Pygaspis *Beurlen, 1934 (Crustacea, Pygocephalomorpha). Sua posição sistemática, seu significado e de outros fósseis para o Gondwana*. Anais da Académia Brasileira de Ciências, 43: 387-401.

Pinto ID (1972): *Late paleozoic insects and crustaceans from Parana Basin and their bearing on chronology and continental drift*. Anais da Académia Brasileira de Ciências (Suplemento), 44: 248-258.

Pinto ID & Adami K (1996): *Pygocephalomorph Crustacea. New data and interpretations, with emphasis on Brazilian and South African forms*. Pesquisas, 23(1/2): 41-50.

Pinto ID, Piñeiro G & Verde M (2000): *First fossil insects from Uruguay*. Pesquisas, 27: 89-96.

Piñeiro G (2002): *Paleofaunas del Pérmico–Eotriásico de Uruguay*. Tesis de Maestría (Inédita), PEDECIBA, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay. 208 pp., 28 Figs.

Piñeiro G (2004): *Faunas del Pérmico y Permo–Triásico de Uruguay: Bioestratigrafía, Paleobiogeografía y Sistemática*. Tesis de Doctorado (Inédita), PEDECIBA, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay, 215 pp., 25 Figs.

Piñeiro G, Rojas A & Ubilla M (2004): *A new procolophonoid (Reptilia: Parareptilia) from the Upper Permian of Uruguay*. Journal of Vertebrate Paleontology, 24(4): 814-821.

Piñeiro G & Ubilla M (2003): *Unidades Pérmico–Triásicas en la Cuenca Norte: Paleontología y ambientes*, pp. 33-49 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds): *Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Minerales – Mesozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo.

Piñeiro G, Verde M, Ubilla M & Ferigolo J (2003): *First basal synapsids ("Pelycosaurs") from South America, Late Permian?–Lower Triassic of Uruguay*. Journal of Paleontology, 77(2): 389-392.

Richter M (1985): *Paleoictiología no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil, características da tafofauna e afloramentos fossilíferos*. Iheringia, Sér. Geol., Porto Alegre, 10: 29-45.

Ross CA, Baud A & Menning M (1994): *Pangaea time scale*. En Klein GD (ed): *Pangaea: Paleoclimate, tectonics and sedimentation during accretion, zenith and breakup of a Supercontinent*. Geological Society of America Special Paper, 288, Boulder, 10.

Schram FR (1981): *Late Paleozoic Crustacean communities*. Journal of Paleontology, 55(1): 126-137.

Verde M & Piñeiro G (2003): *The fish trace fossil* Undichna insolentia *(Anderson 1976) in the Mangrullo Member, Melo Formation (?Early Permian), Northeast Uruguay*. Jornadas de la Sociedad Zoológica del Uruguay, 94.

Walther K (1911): *Über Permotriassische Sandsteine und Eruptivdecken aus der Norden der Republik Uruguay*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 31: 575-609.

White IC (1908): *Relatorio final da comissão de estudo das minas de carvão de pedra do Brasil. Parte 1*. Geologia, Rio de Janeiro, 300 pp.

LÁMINA I – *Algunos de los principales fósiles hallados en la Formación Mangrullo de Uruguay.*

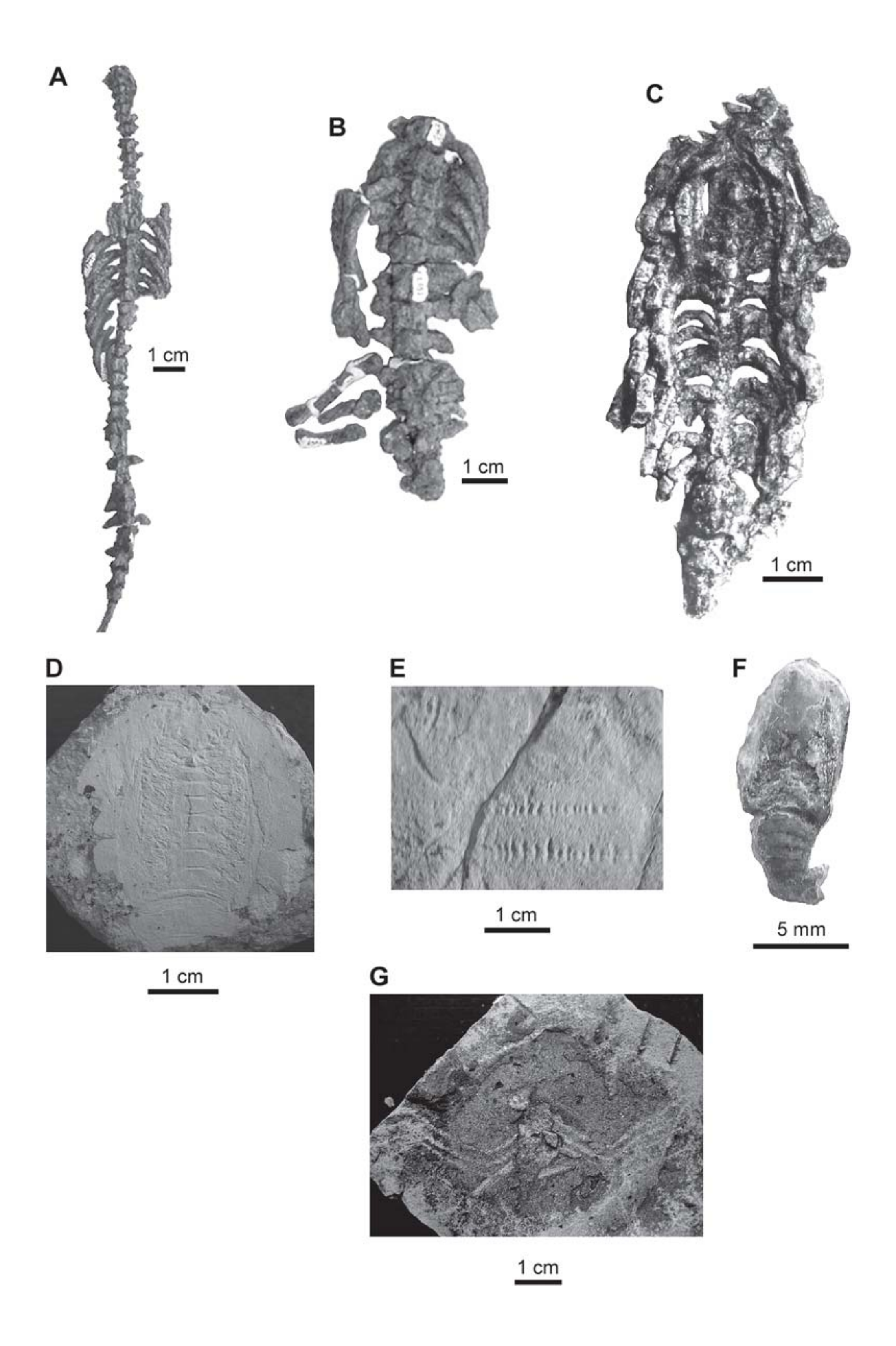
A, B *y* C: Mesosaurus tenuidens*, especímenes articulados provenientes de depósitos limo–arcillosos en los cuales se preservó parte del esqueleto axial con elementos de las cinturas y de los apéndices asociados.*

D: *Crustáceo pigocefalomorfo proveniente de niveles pelíticos y asociado a restos de mesosáuridos. Su morfología es similar a la presente en los géneros* Pygaspis *de Brasil y* Notocaris *de África del Sur, ambos registrados en unidades correlacionables con la Formación Mangrullo.*

E: *traza de desplazamiento, probablemente efectuada por un crustáceo pigocefalomorfo hallada en niveles calcáreos de esta unidad.*

F: Liocaris huenei*, especie recientemente registrada en las facies calcáreas y representada por individuos preservando caparazón y abdomen asociado.*

G: Undichnia insolentia *isp. traza de desplazamiento registrada en facies limo–arcillosas de esta formación, probablemente generada por un pez acantodio desplazándose por el fondo del cuerpo de agua que habitaba.*


A
1 cm
B
1 cm
C
1 cm
D
1 cm
E
1 cm
F
5 mm
G
1 cm

HIDROGEOLOGÍA DEL PALEOZOICO DE LA CUENCA NORTE

Jorge Montaño, Elena Peel y Andrés Pérez

LAS UNIDADES GEOLÓGICAS PALEOZOICAS IDENTIFICADAS EN la Cuenca Norte, son de naturaleza sedimentaria; incluyen materiales de granulometrías muy variadas, desde arcillosas a conglomerados, e incluso grandes bloques con distintos grados de litificación en función de su contenido y tipo de cemento, grado de compactación, etc. Esta variabilidad tiene como consecuencia una gran heterogeneidad y anisotropía desde el punto de vista hidrogeológico, con diferentes comportamientos en lo que refiere a la transmisión y almacenamiento de agua.

Si bien, por todo lo anterior, resulta complejo unificar las características de estos materiales, en este capítulo se intenta definir un criterio de agrupación hidrogeológica de las diferentes unidades paleozoicas.

Una unidad hidroestratigráfica se define como un conjunto de sedimentos o rocas de cualquier naturaleza, caracterizado por su permeabilidad, porosidad y continuidad hidráulica. A partir de esta definición queda claro que existen diferencias entre las unidades litoestratigráficas y las unidades hidroestratigráficas, entendidas estas últimas como acuíferos y sistemas acuíferos.

Un acuífero corresponde a una formación, grupo de formaciones o parte de una formación que contiene suficiente material permeable como para ceder a eventuales captaciones (pozos) de cantidades significativas de agua (Lohman *et al.* 1972).

Un Sistema Acuífero es un cuerpo heterogéneo con intercalaciones de materiales permeables y de baja permeabilidad, que funciona como una unidad productora de agua. Comprende dos o más capas permeables separa-

das al menos localmente por acuitardos que limitan el movimiento de las aguas subterráneas, pero que no afectan la continuidad hidráulica del sistema (Poland *et al.* 1972). Ejemplos de esto son el Acuífero Raigón, que no comprende la parte arcillosa basal de la formación homónima, o el sistema acuífero captado en el área de Juanicó (Canelones), que comprende materiales permeables de las formaciones Mercedes y Migues (Cretácico).

Para la caracterización de cada unidad acuífera que se desarrollará en este capítulo, se manejó la información del inventario de perforaciones construidas en el marco de los proyectos PRENADER y MEVIR Unidades Productivas.

El mapa de la Figura 1 presenta la distribución geográfica de las zonas aflorantes de las unidades hidrogeológicas paleozoicas en Uruguay.

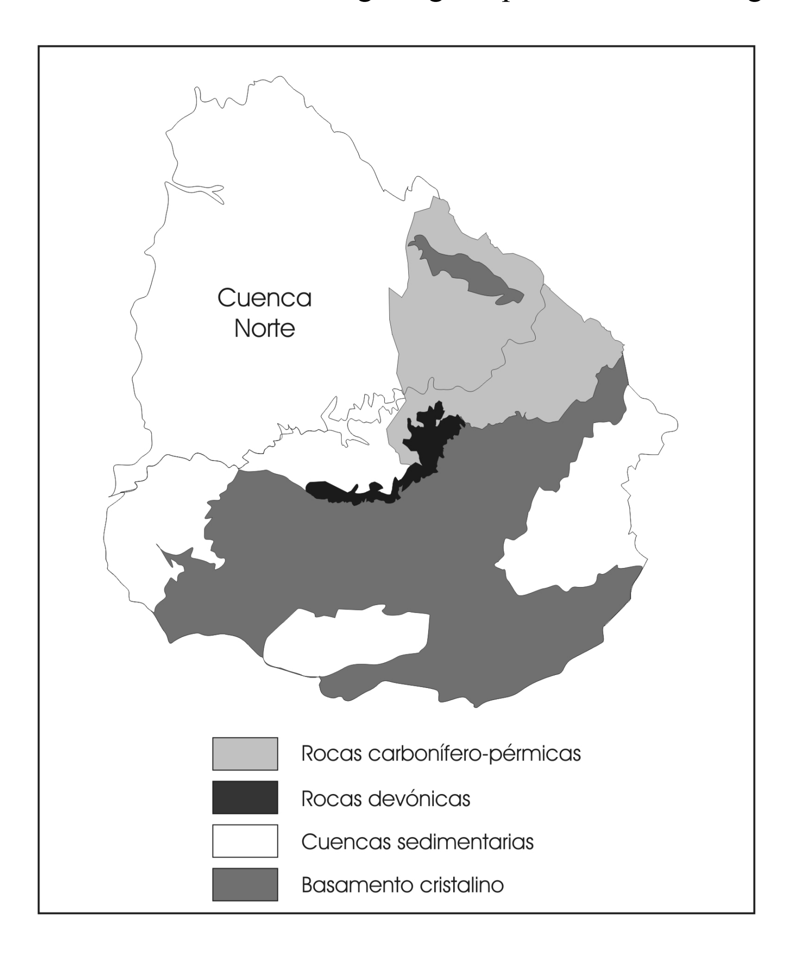


Figura 1 – *Distribución geográfica de las unidades hidrogeológicas paleozoicas (áreas aflorantes) de la Cuenca Norte.*

CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DE LAS ROCAS DEVÓNICAS

En forma esquemática, se puede establecer que los subsuelos de edad Devónico con altas permeabilidades y que se identificarían como acuíferos, corresponden a niveles de las formaciones La Paloma y Cerrezuelo.

La Formación La Paloma presenta espesores relativamente poco desarrollados y poca extensión superficial, por lo que su importancia desde el punto de vista hidrogeológico es menor.

La Formación Cordobés, en función de su constitución arcillosa y arcillo–limosa tiene un comportamiento asimilable al de un acuicluido, u ocasionalmente al de un acuitardo.

"Acuífero" Cerrezuelo

Ya fueron manejadas en este libro las características litológicas y estratigráficas de esta unidad (Capítulo 3), así como su distribución geográfica. Este acuífero se corresponde con litologías constituidas por materiales arenosos finos, medios y gruesos y poco cementados con altas permeabilidades, constituyendo un excelente acuífero.

Se pueden separar tres situaciones de ocurrencia de los niveles permeables de Cerrezuelo:

- Cerrezuelo aflorante (acuífero libre o semiconfinado) (ej.: Paraje Chileno, Durazno);
- Cerrezuelo cubierto por basaltos de la Formación Arapey o Formación Mercedes (acuífero de tipo "mixto", libre o semiconfinado) (ej.: cercanías del Carmen, Durazno);
- Cerrezuelo cubierto por Formación Cordobés (acuífero confinado) (ej.: Paraje Cerro Convento, Durazno).

Realizando un breve análisis de la información de perforaciones en esta unidad (Fig. 2), podemos observar las frecuencias de caudales y profundidades mostradas en los gráficos de la Figura 3.

Ubicación	X	Y	Z	Área	Depar-tamento	Acuífero	PP (m)	Q (m^3/h)
Cercanías de Chileno	509,75	6.342,70	120	Chileno	Durazno	Basalto y Cerrezuelo	22,0	10,0
Blanquillo				Blanquillo	Durazno	Cerrezuelo	80,0	3,3
5 km al E de Chileno	515,30	6.342,40	150	Chileno	Durazno	Cerrezuelo	34,0	2,4
Ruta 42, 6 km al N de Ruta 19				Blanquillo	Durazno	Cerrezuelo	18,0	2,4
Ruta 42 5,5 km al SW de Blanquillo	512,80	6.350,50	120	Blanquillo	Durazno	Cerrezuelo	34,0	1,5
Ruta 19, km 6,5	489,00	6.325,40		El Carmen	Durazno	Cerrezuelo	40,0	3,6
Ruta 6, km 257	535,20	6.357,20	180	Capilla de Farruco	Durazno	Cerrezuelo	50,0	3,5
Ruta 6, km 257,5	535,70	6.357,60	180	Capilla de Farruco	Durazno	Cerrezuelo	50,0	5,0
Ruta 14, 1ra. Calle entrada a El Carmen	481,50	6.319,50		El Carmen	Durazno	Cerrezuelo	37,0	5,0
	447,00	6.317,50		Tejera	Durazno	Cerrezuelo	51,5	40,0
Ruta 6, km 251,2	535,80	6.355,35	160	Capilla de Farruco	Durazno	Cerrezuelo	50,0	3,0
Ruta 43 a 6 km de Blanquillo	512,90	6.366,80	130	Cerro Convento	Durazno	Cordobés (baja K) – Cerrezuelo	95,0	2,0
Ruta 43, km 34	513,10	6.366,45	125	Cerro Convento	Durazno	Cordobés (baja K) – Cerrezuelo	160,0	10,0
Ruta 43, km 34	512,65	6.366,35	125	Cerro Convento	Durazno	Cordobés (baja K) – Cerrezuelo	130,0	12,0
Ruta 19, km 1,9	487,20	6.324,50	150	Villa del Carmen	Durazno	Mercedes – Cerrezuelo	49,0	35,0
Ruta 19, km 39	519,80	6.336,50		P. De Herrera	Durazno	Mixto: Basalto y Cerrezuelo	43,0	12,0

PP = Profundidad de pozo; Q = Caudal; K = conductividad hidráulica.

Figura 2 – *Tabla con las características de perforaciones que captan niveles permeables de la unidad Cerrezuelo.*

Se destaca que para la construcción de los gráficos no se tuvo en cuenta las perforaciones que captan acuíferos “mixtos” (Basalto–Cerrezuelo o Mercedes–Cerrezuelo), sino que captan agua únicamente de materiales permeables de la unidad en cuestión.

La mayoría de las perforaciones aportan caudales situados entre 1 y 5 m^3/h y tienen profundidades menores a 60 m. Existe una población de perforaciones de más de 80 y 100 m y en algunos casos superiores a 200 m. Esta última situación se registra en áreas donde el perfil devónico está completo o semicompleto: la Formación Cerrezuelo se encuentra cubierta por las unida-

des Cordobés y eventualmente La Paloma. Ejemplo de esto son las localidades de Cerro Convento y La Paloma en el departamento de Durazno.

Las profundidades menores a 60 m se corresponden con las situaciones donde Cerrezuelo se encuentra aflorando o con cobertura de poco espesor.

En cuanto a la relación Caudal–Profundidad (Fig. 4) no existe una tendencia clara de variación del caudal con la profundidad del pozo.

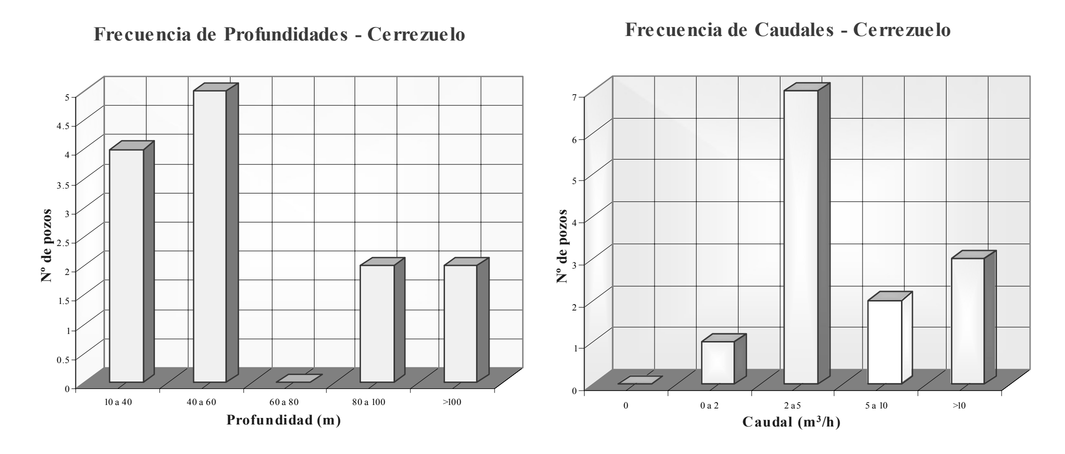


Figura 3 – *Frecuencias de profundidades y caudales (Cerrezuelo).*

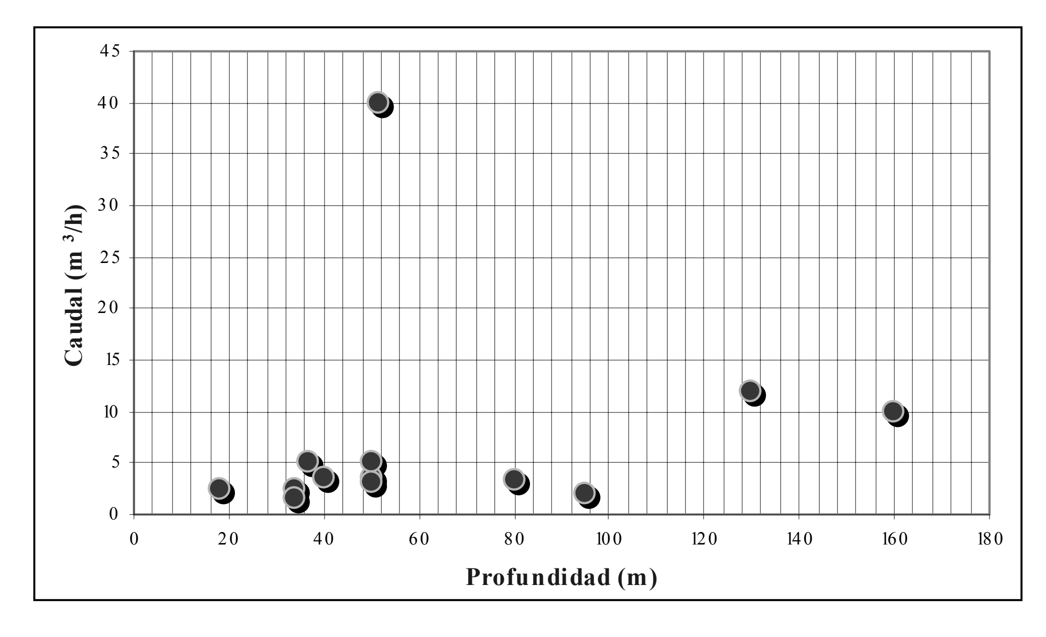


Figura 4 – *Caudal vs. profundidad (Cerrezuelo).*

Parámetros Hidráulicos del Acuífero Cerrezuelo

Se realizó el cálculo de los parámetros hidráulicos de este acuífero a partir de los datos de ensayos de bombeo realizados en pozos situados en distintas áreas del país que captan este acuífero en situaciones hidrogeológicas diferentes. Los resultados se resumen en la tabla de la Figura 5.

		Pozo 1	Pozo 2	Pozo 3
Ubicación		La Paloma, Durazno	Blanquillo, Durazno	Blanquillo, Durazno
Situación hidrogeológica		Acuífero confinado	Acuífero semiconfinado	Acuífero semiconfinado
Método Theis[1]	**T (m^2/día)**	1,7		
	K (m/día)	0,11		
	S	$6{,}2 \times 10^{-4}$		
Método Cooper–Jacob	**T (m^2/día)**	1,7		
	K (m/día)	0,12		
	S	$6{,}66 \times 10^{-4}$		
Método de Hantush	**T (m^2/día)**		5,3	1
	K (m/día)		0,26	0,1
	S		$2{,}39 \times 10^{-3}$	$1{,}12 \times 10^{-3}$
Observaciones		0-168 m: Fm. Cordobés 168-250 m: Fm. Cerrezuelo: Esp. acuífero (b): 15 m.	0-80 m: Fm. Cerrezuelo Esp. acuífero (b): 20 m.	0-70 m: Fm. Cerrezuelo Esp. acuífero (b): 12 m.

Figura 5 – *Tabla con los parámetros hidráulicos (Cerrezuelo).*

Aplicando los métodos de Theis y Cooper-Jacob, se estimó en el área de La Paloma una Trasmisividad (T) de 1,7 m^2/día y un Coeficiente de Almacenamiento (S) del orden de 10^{-4}, indicativo de condiciones de confinamiento del acuífero. La Conductividad Hidráulica (K) resultó del orden de 0,11 a 0,12 m/día.

1. Charles Vernon Theis (1900-1987) se graduó de ingeniero civil en 1922 y se doctoró en Geología en 1929 (el primer Ph.D. en la materia otorgado por la Universidad de Cincinnati). En 1935, con ayuda del matemático Clarence Isador Lubin, ajustó la fórmula de su método, que publicó bajo el título *The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage*, en la revista American Geophysical Union Transactions, v. 16, pp. 519-524. *(N. de E.)*

En las cercanías de la localidad de Blanquillo, donde no está presente la Formación Cordobés por encima de Cerrezuelo, se obtuvieron –mediante el Método de Hantush para acuíferos semiconfinados– valores de Trasmisividad (T) de 1 a 5,3 m^2/día y Coeficientes de Almacenamiento (S) del orden de 10^{-3}, indicativos de condiciones de semiconfinamiento. La Conductividad hidráulica (K) resultó similar, del orden de 0,1 a 0,26 m/día.

Hidrogeoquímica del Acuífero Cerrezuelo

Para el estudio de la calidad de esta agua se contó con el análisis químico parcial de 8 muestras. La mayoría de ellas son, en términos generales, “aceptables” de acuerdo a la Norma de Calidad de las Aguas Potables de OSE (1986).[2] Solamente una de las muestras se indica como “no aceptable”, presentando algunos parámetros que superan la norma (color, turbidez y Fe, cuyos valores límite se indican en tabla de la Figura 6).

Parámetro	Valor máximo indicado	Influye
F^-	1,5 mg/l F^-	Sobre la salud
NO_3^-	45 mg/l NO_3^-	Sobre la salud
NO_2^-	1,5 mg/l NO_2^-	Sobre la salud
$SO_4^=$	400 mg/l $SO_4^=$	Calidad organoléptica
Al	0,5 mg/l Al	Calidad organoléptica
Cl^-	300 mg/l Cl^-	Calidad organoléptica
Fe	0,3 mg/l Fe	Calidad organoléptica
Na	200 mg/l Na	Calidad organoléptica
Dureza total	500 mg/l Ca CO_3	Calidad organoléptica
Sólidos totales disueltos (STD)	1.000 mg/l	Calidad organoléptica
Turbidez	5 NTU	Calidad organoléptica
Sabor y olor	No desagradables para la mayoría de los consumidores	Calidad organoléptica
Color	20 unidades en color verdadero	Calidad organoléptica
pH	6 a 9	Calidad organoléptica

Figura 6 – *Valores límite máximos. Norma de Calidad de las Aguas Potables de OSE (1986).*

2. La Administración de las Obras Sanitarias del Estado (OSE), creada por ley 11.907 de diciembre 1952, es la empresa estatal uruguaya encargada de suministrar el agua potable en todo el país, y también del saneamiento (“servicio de alcantarillado”) en todos los departamentos excepto Montevideo. También le compete “el contralor higiénico de todos los cursos de agua que utilice directa o indirectamente para la prestación de sus servicios”. OSE surgió de la fusión de la Compañía de Aguas Corrientes (empresa privada nacionalizada) y la Dirección de Saneamiento del Ministerio de Obras Públicas. Desde 1879 el servicio estuvo concesionado a la empresa inglesa The Montevideo Waterworks and Dry Dock Company, hasta que en febrero de 1950 el estado uruguayo lo tomó a su cargo. *(N. de E.)*

De acuerdo a los diagramas de la Figura 7, las aguas pueden clasificarse como bicarbonatadas, con alguna excepción de clorurada, no pudiéndose indicar el catión preponderante. Cabe resaltar que, como se puede observar en los diagramas, en algunos análisis no se cuenta con los datos de sulfatos y cationes mayores como el Na^+. Presentan valores de dureza total menores a 50 mg/l $CaCO_3$, señalándolas como aguas blandas; solamente una muestra tomada en una perforación en la localidad de La Paloma (Durazno) presenta un valor de dureza de 220 mg/l $CaCO_3$, reflejando su carácter de agua dura a muy dura.

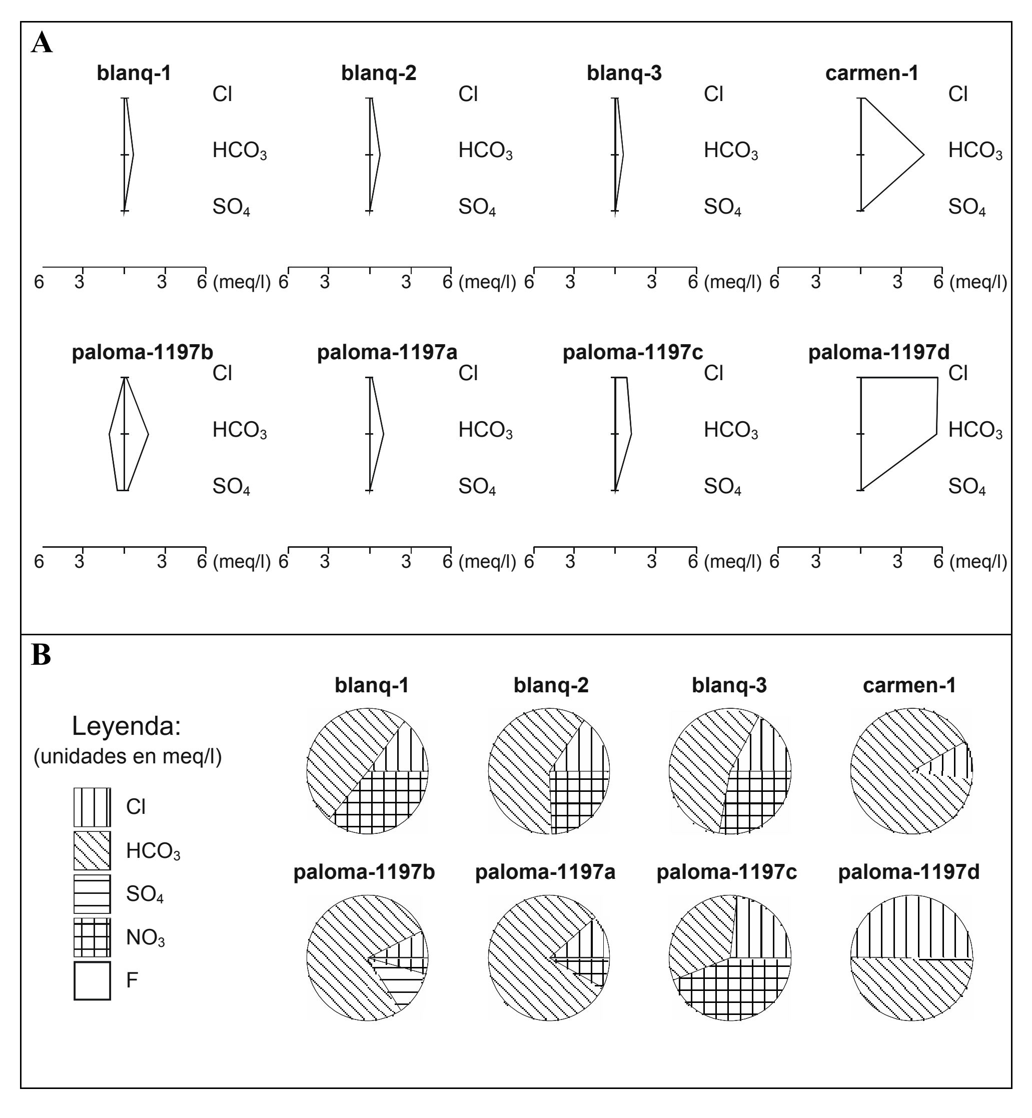


Figura 7 – *Diagramas de Stiff y circular aplicados a las muestras del acuífero devónico (Durazno).*

Con respecto a la conductividad, únicamente una muestra presenta la medida, presentando un valor de 180 μS/cm. Esto estaría dando un riesgo bajo de salinización de los suelos (clase C1 del U.S. Salinity Laboratory Staff).

Acuitardo Cordobés

La Formación Cordobés está constituida, en su mayoría, por sedimentos de baja y muy baja permeabilidad. La posibilidad de obtención de agua subterránea de estos materiales se reduce a la construcción de pozos de gran diámetro (brocales), con los que se aumenta sensiblemente el almacenamiento y la recepción de agua en el pozo.

Este tipo de construcciones presentan la desventaja de ser mucho más sensibles a las variaciones pluviométricas que los pozos semisurgentes, además de estar más expuestos a la contaminación.

Las profundidades de este tipo de pozos (Fig. 8) se sitúan entre 15 y 25 m, con diámetros de 1 a 2 m y caudales de 500 a 2.000 litros por día.

Ubicación	X	Y	Z	Área	Departamento	Acuífero	PP (m)	Q (m^3/h)
Ruta 43, 5,5 km al NW de Blanquillo	513,5	6.365,5	120	Cerro Convento	Durazno	Cordobés	9,6	0,1
NW de Blanquillo	511,7	6.367,3	120	Cerro Convento	Durazno	Cordobés	16,0	0,1
Cerro Convento	513,8	6.567,6	110	Cerro Convento	Durazno	Cordobés	16,0	0,0

PP = Profundidad de pozo; Q = Caudal.

Figura 8 – *Características de perforaciones en Formación Cordobés.*

Acuífero San Gregorio–Tres Islas

De estas dos unidades, la que presenta niveles con mayor permeabilidad es la Formación Tres Islas.

Los siguientes antecedentes corresponden a perforaciones construidas en el departamento de Cerro Largo (Fig. 9):

Ubicación	X	Y	Z	Área	Departa-mento	Acuífero	PP (m)	Q (m^3/h)
	626,80	6.395,40	200	Frayle Muerto	Cerro Largo	Tres Islas	62,0	1,5
	621,10	6.400,75	145	Frayle Muerto	Cerro Largo	Tres Islas	47,0	5,7
	622,60	6.401,05	140	Frayle Muerto	Cerro Largo	Tres Islas	52,0	1,2
Central Quebracho	601,75	6.394,00	140		Cerro Largo	San Gregorio	17,0	1,0
	625,60	6.393,00	210	Azotea Padre Alonso	Cerro Largo	Tres Islas	62,0	0,9
Tres Islas				Tres Islas	Cerro Largo	Tres Islas	11,8	1,2
	604,05	6.401,50	145	Tres Islas	Cerro Largo	Tres Islas	47,0	1,2
	623,95	6.400,60	140	Frayle Muerto	Cerro Largo	Tres Islas	62,0	3,6
	626,25	6.398,45	180	Frayle Muerto	Cerro Largo	Tres Islas	47,0	1,5
	603,80	6.401,25	140	Tres Islas	Cerro Largo	Tres Islas	70,0	0,5
	617,65	6.401,55	140	Tres Islas	Cerro Largo	Tres Islas	47,0	2,0
	626,25	6.396,00	200	Frayle Muerto	Cerro Largo	Tres Islas	47,0	2,5

PP = Profundidad de pozo; Q = Caudal.

Figura 9 – *Características de pozos que captan niveles permeables del Acuífero San Gregorio–Tres Islas.*

En función del análisis de datos (Fig. 10) se desprende que la mayoría de las perforaciones tienen profundidades situadas entre 40 y 60 m. Los caudales obtenidos son del orden de los 2 m^3/h. No existe una relación lineal entre la profundidad de pozo y los caudales obtenidos (Fig. 11), lo que estaría indicando que el espesor de niveles permeables no aumenta con la profundidad, o sea que los materiales que aportan agua subterránea se sitúan antes de los 60 m de profundidad.

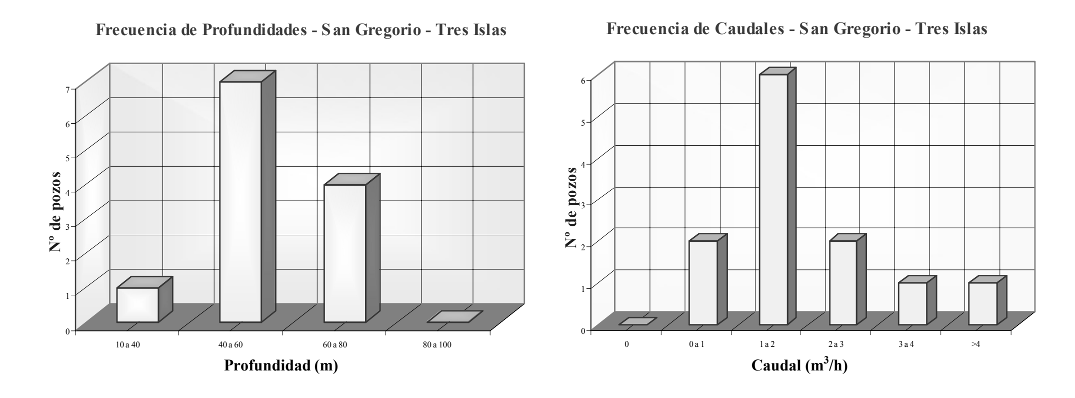


Figura 10 – *Frecuencias de profundidades y caudales (San Gregorio–Tres Islas).*

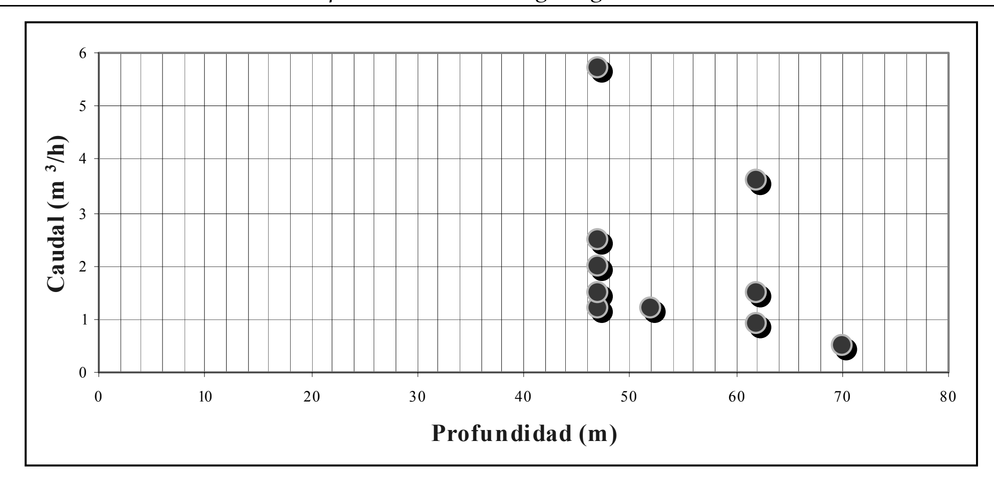


Figura 11 – *Caudal vs. profundidad (San Gregorio–Tres Islas).*

Parámetros Hidráulicos del Acuífero San Gregorio–Tres Islas

Para determinar los parámetros hidráulicos del acuífero constituido por los niveles permeables de la Formación Tres Islas, se analizaron mediante los métodos de Theis y Cooper-Jacob los datos de ensayos de bombeo en pozos que captan este acuífero, obteniéndose los resultados que se incluyen en la Figura 12.

		Pozo 1
Ubicación		Frayle Muerto, Cerro Largo
Situación Hidrogeológica		Acuífero Confinado
Método Theis	**T (m^2/día)**	12
	K (m/día)	0,9
	S	$1,8 \times 10^{-6}$
Método Cooper–Jacob	**T (m^2/día)**	11
	K (m/día)	0,8
	S	$9,3 \times 10^{-6}$
Observaciones		0-70 m: Fm. Melo 70-84 m: Fm. Tres Islas 84-176 m: Fm. San Gregorio? Espesor de acuífero (b): 15 m

Figura 12 – *Parámetros hidráulicos. Tres Islas (centro–Este del país, Cerro Largo).*

En el litoral Oeste del país, en la zona termal, estas formaciones se desarrollan por debajo de sedimentos pérmicos y triásicos y de los basaltos de Arapey. Hacia el Sur, en el departamento de Paysandú, las rocas sedimentarias juro–cretácicas (Formación Tacuarembó) disminuyen en espesor. Los pozos infrabasálticos en esta zona captan agua de los niveles permeables de San Gregorio y Tres Islas además de los sedimentos triásicos: tal es el caso de la perforación de Almirón. El agua de esta perforación presenta altos contenidos en sales, debido al origen marino de los sedimentos atravesados.

En el litoral Oeste de Uruguay, el acuífero conformado por los niveles permeables de San Gregorio y Tres Islas presenta características de confinamiento, como se desprende del análisis del ensayo de bombeo que se describe a continuación (Montaño *et al.* 1998) llevado a cabo en el pozo termal Almirón.

El ensayo de bombeo se desarrolló durante 24 horas de manera ininterrumpida, registrándose las medidas de nivel dinámico durante el descenso y la recuperación. El caudal de bombeo fue de 38.800 l/h. El nivel estático al comienzo del ensayo era de 30,12 m.

Como resultado de la prueba se determinó que el nivel de trabajo es de 42,56 m para el caudal de bombeo de 38.800 l/h al que se encuentra regulada la bomba actualmente. El caudal específico (q) es igual a 3,1 m^3/h/m. El pozo recupera su nivel estático inicial pasadas 8 horas del momento de suspensión del bombeo.

Para obtener los valores de los parámetros hidráulicos del acuífero (Trasmisividad y Coeficiente de almacenamiento) se analizaron los resultados mediante los métodos de Theis y Cooper-Jacob. Se destaca que, dado que los métodos utilizados exigen la existencia de un pozo–piezómetro además del de bombeo, se supuso que las medidas de descenso y recuperación fueron tomadas en un pozo de observación situado a una distancia de 1 m del pozo de bombeo.

En la Figura 13 se resumen los resultados obtenidos.

Aplicando los métodos de Theis y Cooper-Jacob, se estimó en Almirón una Trasmisividad (T) de 78 y 68 m^2/día respectivamente y un Coeficiente de Almacenamiento (S) del orden de 10^{-5}, indicativo de condiciones de confinamiento del acuífero. La Conductividad Hidráulica (K) resultó del orden de 0,65 a 0,7 m/día, similar a la obtenida en el ensayo de la zona don-

de el acuífero es libre, la diferencia en el valor de transmisividad se debería al aumento de espesor en la zona de Almirón.

PARÁMETRO	UNIDADES	MÉTODO	
		Theis	Cooper–Jacob
Trasmisividad	*(m^2/día)*	78	68
Permeabilidad	*(m/día)*	0,7	0,64
Coeficiente de almacenamiento (S)	*adimensional*	$8,43 \times 10^{-5}$	$7,27 \times 10^{-5}$

Figura 13 – *Parámetros hidráulicos. Tres Islas (litoral Oeste del país, Almirón–Paysandú)*

En el área de Frayle Muerto, y mediante las mismas metodologías, se obtuvieron valores de Trasmisividad (T) de 11 a 12 m^2/día y un Coeficiente de Almacenamiento (S) del orden de 10^{-6}, también indicativo de condiciones de confinamiento. La Conductividad Hidráulica (K) resultó similar, del orden de 0,8 a 0,9 m/día.

Hidrogeoquímica de los Acuíferos Pérmicos San Gregorio–Tres Islas

De un total de 7 muestras de agua subterránea que presentan análisis químicos parciales, extraídas de la formación Tres Islas en los departamentos de Paysandú y Cerro Largo, se observó diferencia en el comportamiento químico entre esas aguas.

Para el caso de la muestra del acuífero pérmico en el departamento de Paysandú, el agua es claramente bicarbonatada sódica, no presentando observaciones en su análisis químico de aniones mayores (Fig. 14 A y B). Respecto al valor de los cationes mayores, existe un exceso en el ion sodio que ubica a las aguas como no potables. Otro parámetro que sobrepasa la Norma de Calidad de las Aguas Potables de OSE (1986) (*vide* Tabla de la Fig. 6), es el anión fluoruro, que presenta un tenor de 1,8 mg/l F^-, siendo el límite permitido de 1,5 mg/l F^-. Con respecto a la clasificación del agua para uso agrícola, se observó que la muestra presenta un peligro alto de salinización del suelo, cayendo en el campo C3 de la clasificación del U.S. Salinity Laboratory Staff.

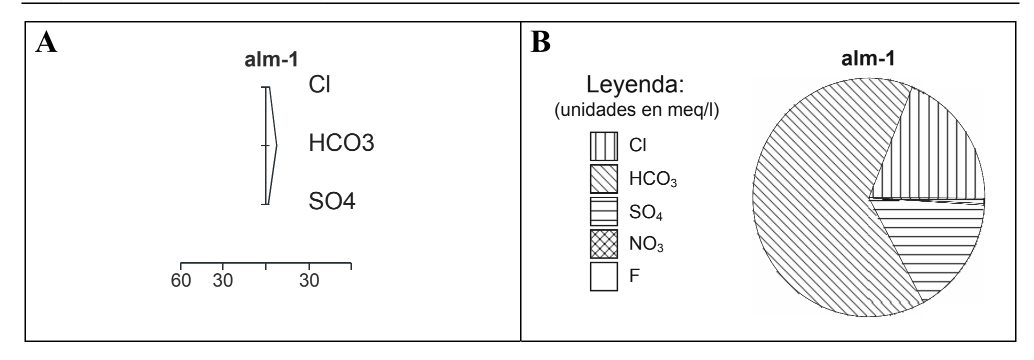


Figura 14 – *Diagramas de Stiff y circular aplicados a la muestra del acuífero pérmico en el departamento de Paysandú.*

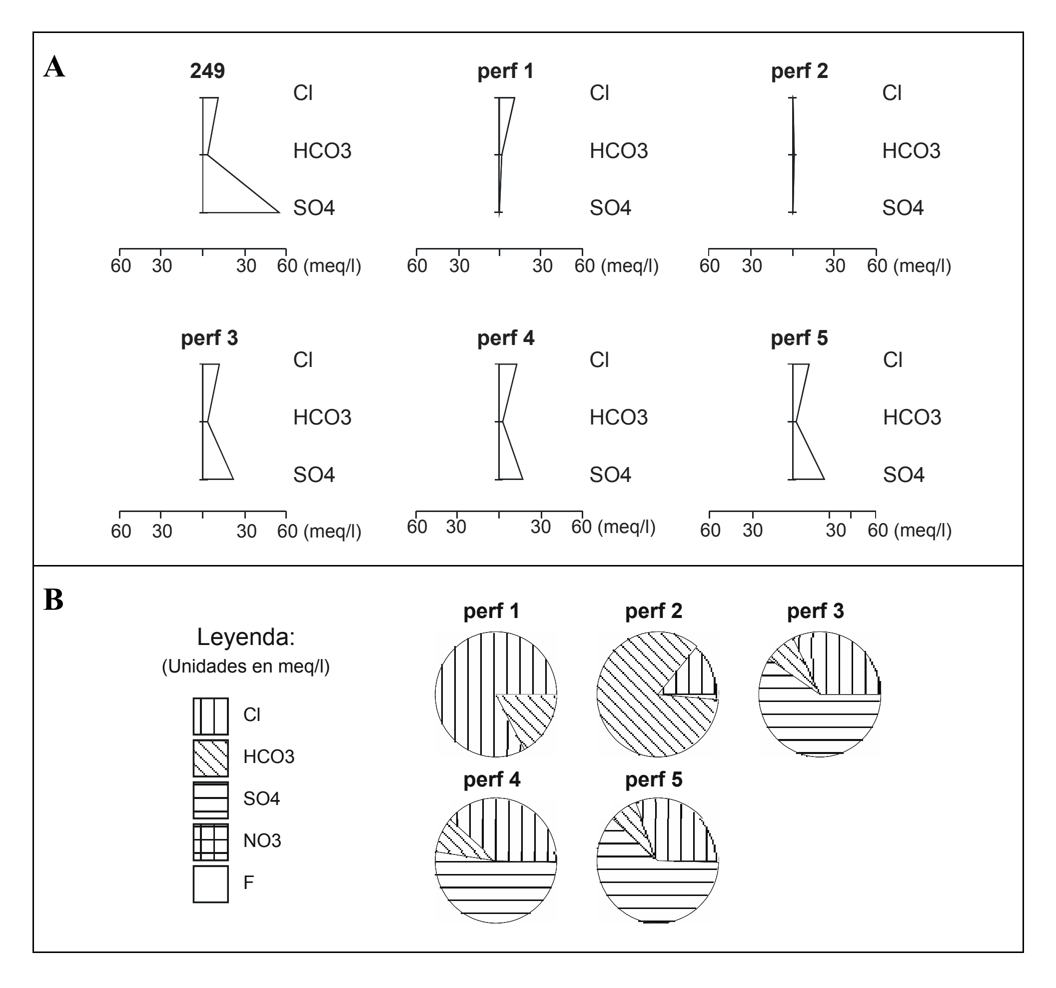


Figura 15 – *Diagramas de Stiff y circular aplicados a la muestra del acuífero pérmico en el departamento de Cerro Largo.*

Para el caso de las muestras del acuífero pérmico en el departamento de Cerro Largo, la composición química analizada indica en la mayoría de los casos la calidad de "no aceptable" según las Normas de Calidad de las Aguas Potables de OSE (1986). En términos generales estas aguas son duras (entre 100 y 200 mg/l $CaCO_3$) a muy duras (valores mayores a 200 mg/l $CaCO_3$), sulfatadas–cloruradas (Fig. 15 A y B); en donde, los parámetros Cl^-, $SO_4^=$, F^-, Fe, Sólidos Totales Disueltos y Turbidez superan los máximos permitidos en la Norma. La conductividad presenta valores algo superiores a 4000 µS/cm. Esta alta conductividad limita la aptitud de esta agua para riego, siendo clasificada como de peligro muy alto a la salinización del suelo (clase C4 de la U.S. Salinity Laboratory Staff).

FORMACIONES PASO AGUIAR, MANGRULLO Y FRAYLE MUERTO

Estos materiales de baja y muy baja permeabilidad, presentan importantes dificultades a los efectos de la captación de agua subterránea. Muestras de ello son los siguientes datos (Fig. 16), que marcan el alto porcentaje de pozos secos y los bajos caudales obtenidos en los casos en que se logró captar agua.

Ubicación	X	Y	Z	Área	Departamento	Acuífero	PP (m)	Q (m^3/h)
Col. F. Aldunate, fracción N° 2	619,40	6.450,80	115	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Pelitas grises	30	0,0
	626,45	6.397,35	180	Frayle Muerto	Cerro Largo	Pelitas grises	27	0,4
	626,40	6.397,60	180	Frayle Muerto	Cerro Largo	Pelitas grises	74	0,7
Ruta 6, km 328, 0 km al Sur	560,70	6.450,00		Puntas de Cinco Sauces	Tacuarembó	Pelitas grises		0,0
	503,80	6.449,70		Ptas. de Zamora	Tacuarembó	Pelitas grises	46	0,0
	579,40	6.478,30	150	Ptas. del Abrojal	Tacuarembó	Pelitas grises	62	0,0
	525,30	6.472,30		Ansina	Tacuarembó	Pelitas grises	32	0,0
	537,90	6.476,40	120	Ansina	Tacuarembó	Pelitas grises	37	0,4
Ruta 26, km 317, 1 km al Sur	545,30	6.454,20	120	Picada de Cuello	Tacuarembó	Pelitas grises	49	1,0

PP = Profundidad de pozo; Q = Caudal.

Figura 16 – *Características de perforaciones.*

Además de la alternativa de construcción de pozos de gran diámetro, es importante destacar otro aspecto que pocas veces es tenido en cuenta en estas litologías: al tratarse de materiales relativamente tenaces con un importante grado de litificación, el comportamiento, desde el punto de vista hidrogeológico, es ocasionalmente el de un acuífero fisurado; aunque tengan un origen sedimentario, estas rocas presentan fracturas, fallas y planos de debilidad, en las que el agua puede circular y ser almacenada de manera similar que en las rocas del basamento cristalino o del basalto.

Esto cambia los criterios y métodos de prospección, que deben prestar atención en estos casos, a la identificación de las estructuras potencialmente portadoras de agua y aplicar los mismos métodos de prospección de aguas subterráneas que se utiliza para acuíferos fisurados.

FORMACIÓN YAGUARÍ

Los niveles más permeables de esta formación corresponden al miembro superior, constituido por una alternancia de areniscas finas a muy finas y limolitas de color rojo; las areniscas dominan sobre las limolitas: 65% y 35% respectivamente. El miembro inferior está integrado en forma dominante por limolitas micáceas y arcillosas, de baja permeabilidad, y en menor proporción areniscas finas a muy finas bien seleccionadas y lutitas.

En las áreas donde predominan materiales de baja permeabilidad, la solución es la construcción de pozos de gran diámetro (Fig. 17).

Ubicación	Área	Departamento	Acuífero	Diámetro (m)	PP (m)	Q (m^3/h)
Cerro Pelado (brocal)	Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	2	18,0	1,0
Cerrillada (brocal)	Cerrillada	Rivera	Yaguarí	2	14,3	0,6
Cerrillada (brocal)	Cerrillada	Rivera	Yaguarí	2	10,0	1,0

PP = Profundidad de pozo; Q = Caudal.

Figura 17 – *Perforaciones brocales (Yaguarí).*

En la Figura 18 se detalla la información recabada en lo referente a pozos semisurgentes:

Ubicación	X	Y	Z	Área	Departa-mento	Acuífero	PP (m)	Q (m^3/h)
Col. Ferreira Aldunate, fracción N° 1	618,35	6.451,20	120	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Yaguarí–Pelitas grises (piso impermeable)	40,0	0,00
Ruta 28, km 62,6, al N empalme Ruta 30	538,30	6.533,90		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Buena Vista–Yaguarí	41,0	6,30
Cruce Rutas 28 y 30	538,90	6.533,70		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Buena Vista–Yaguarí	58,0	5,80
Col. Ferreira Aldunate, fracción N° 6	620,30	6.449,40	125	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Yaguarí	30,0	1,20
	620,20	6.449,10	125	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Yaguarí	37,0	1,20
Ruta 27, km 4,5, 0,2 km al N	526,25	6.574,70	190	Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	48,0	6,80
	558,50	6.526,80		Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	37,0	5,50
Ruta 27, km 76, 1 km al S	563,55	6.516,80	200	Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	46,0	0,95
Ruta 27, km 90, 1 km al N	567,05	6.513,85		Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	41,0	1,00
	563,40	6.518,60		Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	33,0	1,50
Ruta 27, km 80	566,30	6.514,80		Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	61,0	0,50
Ruta 27, km 80	566,20	6.515,00		Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	39,6	0,50
	592,60	6.503,70		A° Blanco	Rivera	Yaguarí	55,0	10,00
Ruta 27, km 33,5	541,00	6.550,50		Ataques	Rivera	Yaguarí	45,4	2,50
Ruta 27, km 79 al S	564,75	6.514,15	230	Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	46,0	2,45
Ruta 28, km 55	539,10	6.526,20		La Calera	Rivera	Yaguarí	47,0	1,20
Ruta 28, km 59,9, 1 km al W	537,90	6.532,70		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Yaguarí	62,0	1,10
Ruta 28, km 60,2	538,50	6.533,20		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Yaguarí	61,0	0,40
Ruta 30, 8,5 km al E de Ruta 28	547,30	6.531,70		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Yaguarí	40,0	5,10
Ruta 30, 6,5 km al E de Ruta 28	543,10	6.532,20		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Yaguarí	42,8	4,50
Ruta 27, km 70	557,60	6.520,70		Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	41,0	2,50
	546,80	6.523,00		Tres Puentes	Rivera	Yaguarí	47,7	1,00
Ruta 28, km 61	538,50	6.533,30		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Yaguarí	50,0	3,50
Ruta 27, km 75 al S	563,40	6.517,40	215	Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	46,0	2,45
Ruta 27, km 80, cno. al N, 1.5 km	565,30	6.513,70		Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	35,0	0,00
Ruta 27 km 80, cno. al N, 1.5 km	565,50	6.513,50		Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	51,0	0,65
Ruta 28, km 56,2	538,60	6.527,90		La Calera	Rivera	Yaguarí	47,0	1,80

Ruta 30, 1 km al E de Ruta 28	539,80	6.533,00		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Yaguarí	32,0	6,00
Ruta 30, 5 km al E de Ruta 28	541,90	6.532,80		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Yaguarí	48,0	1,20
Ruta 28, km.60,1, 1 km al W	538,10	6.533,00		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Yaguarí	60,0	1,20
Ruta 30, 1 km al E de Ruta 28	539,30	6.533,40		Cuchilla de Mangueras	Rivera	Yaguarí	49,0	2,00
Ruta 27, km 73,5 al S	562,75	6.517,90	195	Cerro Pelado	Rivera	Yaguarí	45,5	1,27
Los Feos				Los Feos	Tacuarembó	Yaguarí	85,0	1,50
Ruta 6, empalme Ruta 26, 15,5 km al N	585,50	6.447,00	140	Caraguatá	Tacuarembó	Yaguarí	46,0	4,00
Ruta 6, empalme Ruta 26, 10 km al N	583,50	6.441,50	145	Caraguatá	Tacuarembó	Yaguarí	46,0	1,00
Ruta 26, km 328, 18 km al S	558,20	6.438,20		Punta de Carretas	Tacuarembó	Yaguarí	26,5	1,00
Ruta 26, km 352, 1,5 km al N	577,00	6.439,50		Caraguatá	Tacuarembó	Yaguarí	60,5	1,00
Ruta 6, 4 km al N de empalme Ruta 26	581,90	6.436,30	140	Caraguatá	Tacuarembó	Yaguarí	62,0	1,00
Paso Novillos, frente escuela N° 59	513,60	6.459,00		P. de los Novillos	Tacuarembó	Yaguarí	42,5	0,40
Col. Ferreira Aldunate, fracción N° 5	622,20	6.449,20	140	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Yaguarí–Pelitas grises (piso impermeable)	34,0	0,30
Col. Ferreira Aldunate, fracción N° 5	622,55	6.449,05	130	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Yaguarí–Pelitas grises (piso impermeable)	40,0	1,20
Col. Ferreira Aldunate, fracción N° 4	621,60	6.449,80	135	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Yaguarí–Pelitas grises (piso impermeable)	31,5	3,00
Col. Ferreira Aldunate, fracción N° 3	621,50	6.450,60	125	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Yaguarí–Pelitas grises (piso impermeable)	43,5	1,40
Col. Ferreira Aldunate, fracción N° 2	620,20	6.450,60	120	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Yaguarí–Pelitas grises (piso impermeable)	30,0	0,00
Col. Ferreira Aldunate, fracción N° 1	618,90	6.451,10	120	Col. Ferreira Aldunate	Cerro Largo	Yaguarí–Pelitas grises (piso impermeable)	70,0	0,00

PP = Profundidad de pozo; Q = Caudal.

Figura 18 – *Perforaciones (Yaguarí).*

La mayoría de las perforaciones que captan agua de los niveles permeables de esta unidad, tienen profundidades situadas entre 55 y 70 m, con caudales del orden de los 2 m^3/h (Fig. 19).

Del gráfico de caudal vs. profundidad (Fig. 20) se desprende que la mayoría de las perforaciones aportan caudales menores a 2 m^3/h, independientemente de la profundidad que alcancen.

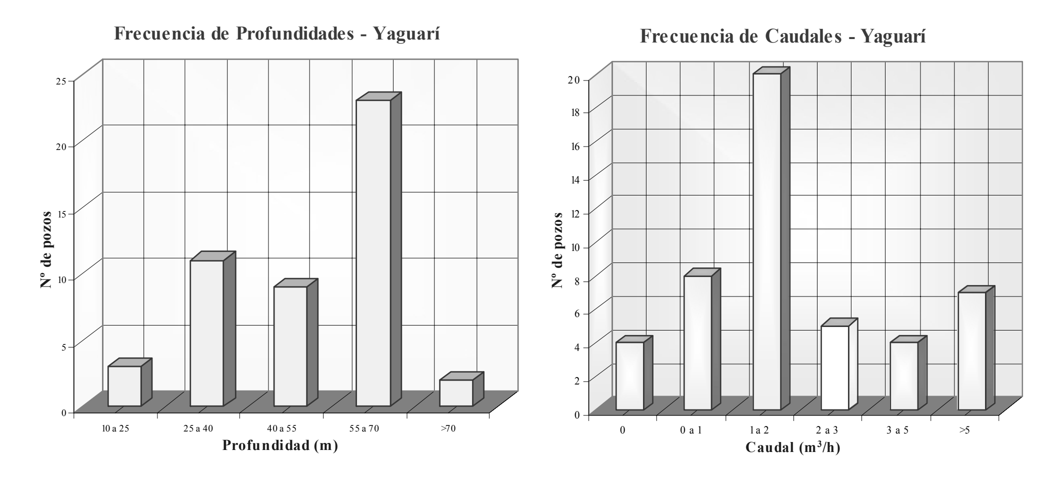


Figura 19 – *Frecuencias de profundidades y caudales (Yaguarí).*

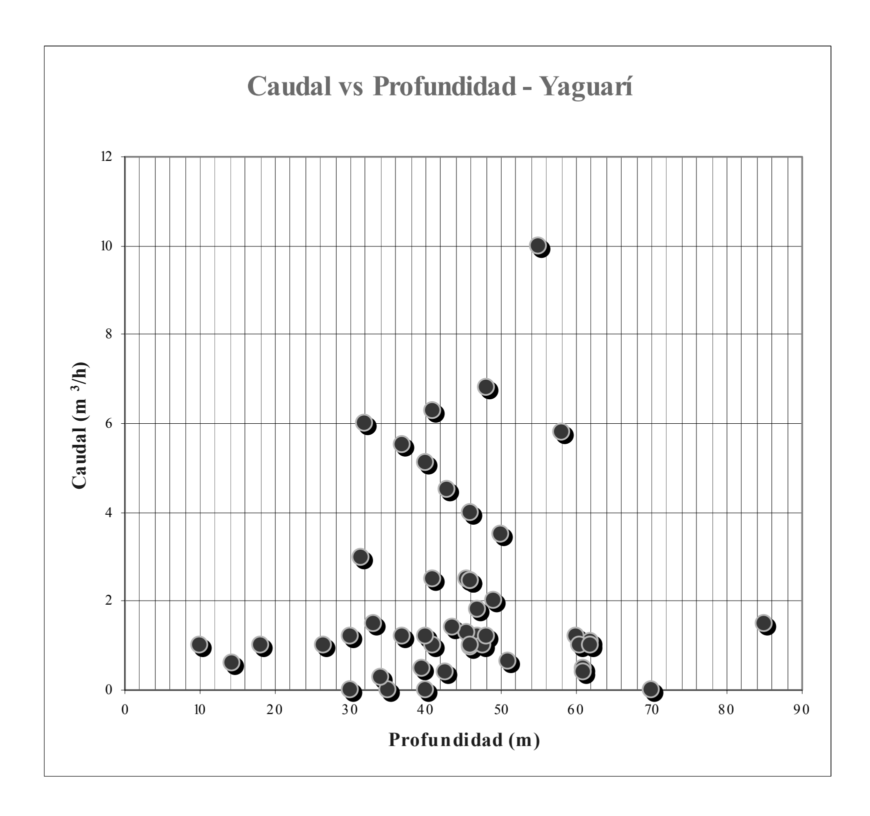


Figura 20 – *Caudal vs. profundidad. Yaguarí (semisurgentes).*

El Miembro Inferior, constituido por limolitas micáceas y arcillosas, de baja permeabilidad, y en menor proporción areniscas finas a muy finas bien seleccionadas y lutitas, constituyen un acuitardo y es muy difícil extraer agua de estos sedimentos.

Un claro ejemplo de este miembro se encuentra en la Localidad de Cerrillada (departamento de Rivera), donde existen numerosas perforaciones secas y la única forma de obtención de agua subterránea, hasta el momento, es por intermedio de pozos brocales.

COLUMNA HIDROESTRATIGRÁFICA DEL PALEOZOICO

A modo de síntesis, se puede definir la columna hidroestratigráfica que vemos en la Figura 21 para el Paleozoico.

Las principales características hidrogeológicas de las unidades paleozoicas de la Cuenca Norte, se pueden resumir de la siguiente manera: unidades que se comportan como acuitardos y acuicluidos (semipermeables a impermeables): Yaguarí Inferior, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, San Gregorio (en niveles) y Cordobés. Las otras unidades se comportan en mayor o menor medida como acuíferos, en distintas situaciones hidrogeológicas (acuíferos libres, confinados y semiconfinados) y con parámetros hidráulicos variables, pero con buenas posibilidades de explotación de agua subterránea.

Para obtener una visualización más práctica del tema abordado, se puede realizar la clasificación de las unidades paleozoicas que se muestra en la Figura 22, en cuanto a las posibilidades de obtención de agua subterránea, teniendo en cuenta volumen, calidad y costo de perforación.

De este análisis puede resultar, en un razonamiento lineal, que en determinados lugares directamente no es conveniente la captación de agua subterránea. Pero deben considerarse otras variables, como por ejemplo, la demanda hídrica existente y el destino final del agua. El volumen de agua necesario para riego es mucho mayor que para consumo domiciliario; con una perforación de bajo caudal construida en materiales de Yaguarí Inferior puede cubrirse el consumo de una vivienda y satisfacer así una necesidad básica; difícilmente alcance para riego intensivo una perforación construida en Yaguarí Superior.

En el caso del abastecimiento público para las localidades, la calidad del agua no alcanza los valores de potabilidad, por lo que parece razonable comenzar a tratar el agua subterránea para corregir los valores anómalos.

EDAD	Unidad hidroestratigráfica	Tipo	Litología	Parámetros hidráulicos	Observaciones
PÉRMICO MEDIO / SUPERIOR	Buena Vista–Yaguarí Superior	Acuífero	Psamitas finas	Permeabilidad media. Trasmisividad media. Coeficiente de almacenamiento medio.	Acuífero libre o semiconfinado cuando aflora o tiene cobertura de bajo espesor. Acuífero confinado infrabasáltico en el área litoral.
	Yaguarí inferior	Acuitardo	Pelitas y Psamitas muy finas	Baja permeabilidad. Baja trasmisividad. Bajo coeficiente de almacenamiento.	
	Formación Paso Aguiar Mangrullo Frayle Muerto	Acuitardo	Pelitas	Baja permeabilidad. Baja trasmisividad. Bajo coeficiente de almacenamiento.	Puede eventualmente comportarse como un acuífero fisurado en función de la presencia de porosidad secundaria (fracturación).
PÉRMICO INFERIOR	Tres Islas	Acuífero	Psamitas finas y medias	Área centro–Este: T=12 m/día; K=0,9 m/día; S=10^{-5} (acuífero confinado) Área litoral: T=70 m/día; K=0,7 m/día; S=10^{-5} (acuífero confinado)	Acuífero libre o semiconfinado cuando aflora o tiene cobertura de bajo espesor. Acuífero confinado infrabasáltico en el área litoral.
PÉRMICO INFERIOR / CARBONÍFERO?	San Gregorio	Acuitardo	Psefitas y pelitas	Baja permeabilidad. Baja trasmisividad.	Puede eventualmente comportarse como un acuífero fisurado en función del grado de litificación y la presencia de porosidad secundaria (fracturación).
DEVÓNICO	Cordobés	Acuitardo	Pelitas	Baja permeabilidad. Baja trasmisividad. Bajo coeficiente de almacenamiento.	
	Cerrezuelo	Acuífero	Psamitas medias y gruesas	Área La Paloma: T=1,7 m/día; K=0,11 m/día; S=10^{-4} (acuífero confinado) Área Blanquillo; T=5 m/día; K=0,2 m/día; S=10^{-3} (acuífero semiconfinado)	Acuífero libre o semiconfinado cuando aflora o está cubierto por Fm. Mercedes o Arapey. Acuífero confinado cuando está cubierto por Fm. Cordobés.

Figura 21 – *Columna hidroestratigráfica.*

Unidad hidroestratigráfica	Caudal	Calidad	Costo de extracción
Yaguarí Superior	Medio	Buena	Medio
Yaguarí Inferior	Muy bajo	Regular a buena	Bajo
Formaciones Paso Aguiar, Mangrullo y Frayle Muerto	Muy bajo	Mala a regular	Bajo
Tres Islas	Medio	Mala a regular	Medio
San Gregorio	Muy bajo	Regular a buena	Bajo
Cordobés	Muy bajo	Regular a buena	Bajo
Cerrezuelo aflorante	Medio	Buena	Medio
Cerrezuelo bajo Cordobés	Alto	Buena	Alto

Figura 22 – *Clasificación de los acuíferos paleozoicos.*

Resta destacar la importancia de la realización de trabajos de investigación que profundicen el conocimiento de los recursos hídricos subterráneos de Uruguay. A juicio de los autores, resulta de particular importancia contar entre otras cosas con una caracterización hidrogeológica a escala adecuada al momento de definir el ordenamiento territorial de un área específica del territorio uruguayo, y por qué no, la distribución de actividades a nivel nacional.

Bibliografía

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay.* Dpto. Publ., Univ. de la Rep., Montevideo, 414 pp.

Bossi J, Ferrando LA, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio F, Schipilov A, Piñeyro D & Sprechmann P (1998): *Carta geológica del Uruguay, escala 1/500.000.* Geoeditores SRL (CD-Rom), Montevideo.

Custodio E & Llamas MR (1986): *Hidrología subterránea*. Ediciones Omega S.A., Barcelona.

Feitosa FAC & Manoel Filho J (1998): *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 2ª Edição. Serviço Geológico do Brasil CPRM – UFPE LABHID, Fortaleza, 389 pp.

Lohman SW, Bennett RR, Brown RH, Cooper Jr HH, Drescher, WJ, Ferris JG, Johnson AI, McGuiness CL, Piper AM, Rorabaugh MI, Stallman RW & Theis CV (1972): *Definitions of selected ground–water terms: revisions and conceptual refinements*. U.S. Geological Survey Water–Supply Paper 1988, 21 pp.

Machado J (2005): *Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema Aqüífero Guaraní no Rio Grande Do Sul*. Tesis de Doutorado, UFPR, Curitiba, pp. 54-71.

Montaño J, Tujchneider O, Auge M, Fili M, Paris M, D'Elia M, Pérez M, Nagy MI, Collazo P & Decoud P (1998): *Acuíferos regionales en América Latina. Sistema Acuífero Guaraní. Capítulo argentino–uruguayo*. Centro de Publ. Univ. Nac. del Litoral, Santa Fe.

OSE (1986): *Norma de la Calidad de las Aguas Potables.* Informe interno, Montevideo.

Poland J F, Lofgren BE & Riley FS (1972): *Glossary of selected terms useful in studies of the mechanics of aquifer systems and land subsidence due to fluid withdrawal*. U.S. Geological Survey, Water Supply Paper 2025, 9 pp.

ROCAS ORNAMENTALES DEL MAGMATISMO PALEOZOICO

Rossana Muzio y Ethel Morales

EL PRESENTE CAPÍTULO PRETENDE SINTETIZAR Y RESEÑAR LA información disponible sobre las principales unidades magmáticas registradas en Uruguay durante el período Cámbrico, fundamentalmente de aquellas que fueron o son de relevancia para la industria extractiva y con aplicación en diferentes obras civiles.

Los eventos magmáticos ocurridos a nivel regional durante el Neoproterozoico–Cámbrico marcan el período de estabilización de aquellas áreas afectadas por el Ciclo Orogénico Brasiliano (Almeida *et al.* 1976), sucediendo temporalmente a los eventos colisionales finales del mismo. Estas asociaciones magmáticas se extienden por varias regiones, fundamentalmente en el estado de Rio Grande do Sul, Brasil y en la región Sudeste de Uruguay, evolucionando desde el punto de vista químico de términos calco–alcalinos a shoshoníticos y finalizando en series alcalinas saturadas en sílice. Este magmatismo comprende tanto componentes plutónicos como volcánicos, frecuentemente asociados a secuencias sedimentarias tardi–brasilianas.

Como resultado de trabajos recientes, quedan excluídas de los eventos magmáticos correspondientes al Paleozoico las formaciones Sierra de Ríos (Bossi 1966) y Cerros Aguirre (Campal & Gancio 1993), a la luz de nuevas dataciones que las posicionan en el Ediacárico.

En Uruguay, las principales manifestaciones magmáticas con edades comprendidas en el Paleozoico están representadas fundamentalmente por el Complejo Sierra de Ánimas (Sánchez 1998; Sánchez & Rapalini 2002) y

numerosos cuerpos intrusivos de composición granítica como el Granito de La Paz (Walther 1919; Bossi 1966) y el Complejo Granítico de Santa Teresa (Preciozzi *et al.* 1985), entre los más conocidos (Fig. 1). Sin embargo, se hará mención de otros cuerpos intrusivos tardi– y post–orogénicos cuyas edades, en algunos casos, los sitúan muy próximos al inicio del Paleozoico.

ROCAS ORNAMENTALES Y DE REVESTIMIENTO

Se define como roca ornamental a aquellos materiales pétreos que cumplen con determinados criterios de calidad específicos, que pueden ser extraídos en bloques y beneficiados a través de procesos de escuadrado, corte y pulido, para ser utilizados en la industria de la construcción, monumentos, etc. (Echevarría & García Bielsa 1996). El término "granito", desde el punto de vista ornamental, designa a un conjunto de rocas ígneas y metamórficas, de composición fundamentalmente silicática, que son utilizadas aprovechando fundamentalmente sus cualidades estéticas (variedad de colores y texturas) y tecnológicas. Esta denominación incluye, en consecuencia, una gran variedad de litologías (además de granitos, en sentido estricto petrográfico), como por ejemplo gabros, sienitas, granodioritas, gneisses y migmatitas.

Para la caracterización de un material pétreo como roca ornamental, el análisis petrográfico ofrece un conjunto de informaciones fundamentales que permite pronosticar el desempeño del mismo en futuros usos, así como determinar el tipo de roca en base a su mineralogía, visualizar minerales alterados o susceptibles de alteración, identificar minerales friables o solubles, microfisuras, etc. Todas estas características permiten ponderar cualidades estéticas tales como el brillo y la durabilidad de la roca (Frazão & Farjallat 1995; Rodríguez *et al.* 1997).

Además del aspecto estético, deben ser consideradas las características tecnológicas del material. Estas características reflejan básicamente el comportamiento físico–químico y mecánico de las rocas en condiciones normales de utilización, permitiendo diagnosticar los problemas decurrentes de la opción y aplicación inadecuada de los materiales. Estas propiedades son determinadas mediante ensayos tecnológicos, cuyos procedimientos de evaluación y estándares de resultados son determinados por normas técnicas definidas por diversos organismos internacionales (Hollanda Vidal *et al.* 1999). Entre los ensayos tecnológicos más importantes se incluyen el diagnóstico de:

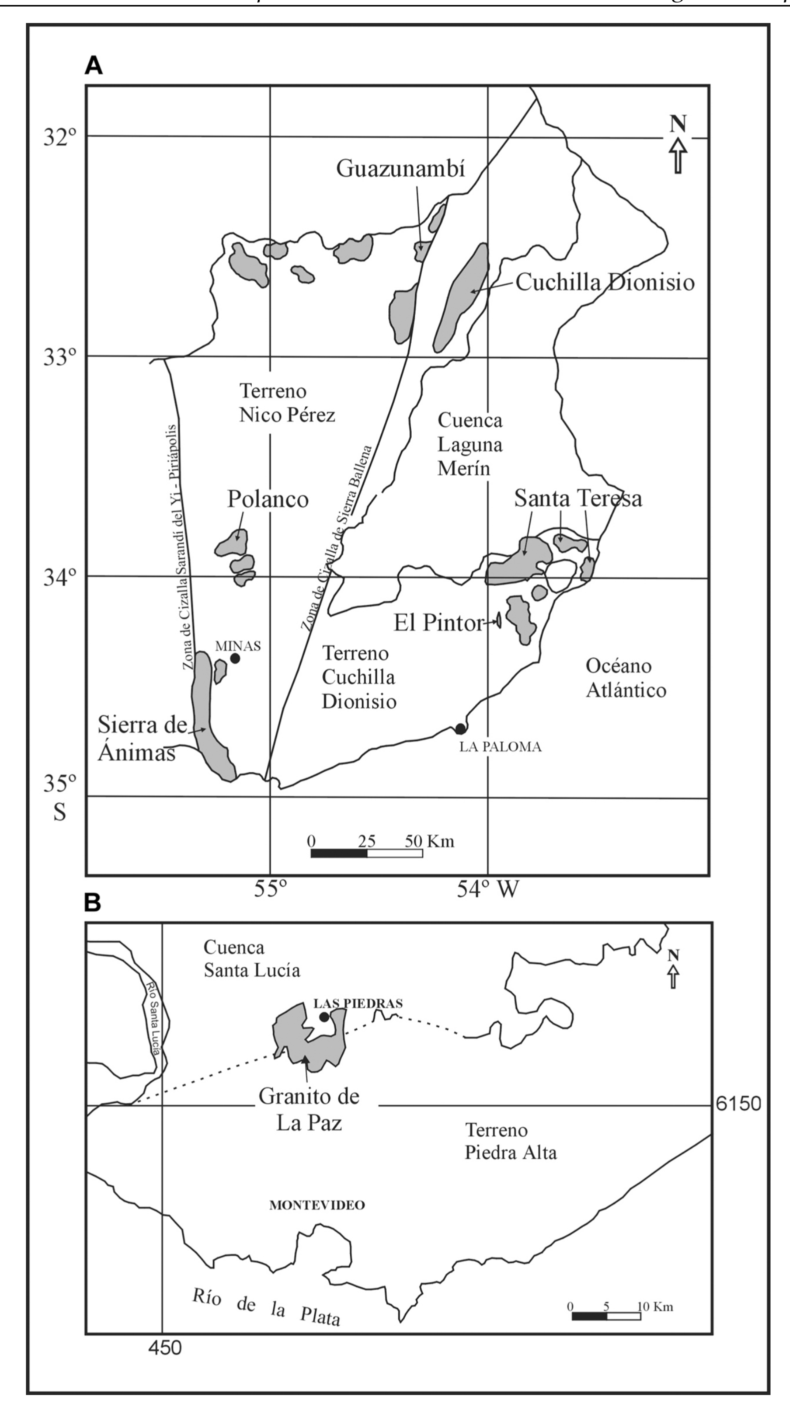


Figura 1 – *Ubicación geográfica de las principales unidades magmáticas cámbricas.*
A: *Mapa modificado de Bossi & Gaucher (2004).* B: *Mapa simplificado de Bossi* et al. *(1998).*

i) índices físicos (peso específico aparente seco y saturado, porosidad aparente y absorción de agua);
ii) resistencia a la compresión,
iii) resistencia a la flexión,
iv) resistencia al impacto,
v) resistencia al desgaste por abrasión,
vi) coeficiente de dilatación térmica linear,
vii) resistencia al hielo–deshielo y
viii) módulo de deformación estática.

En los ejemplos que se exponen en este capítulo se presentan datos de los ensayos tecnológicos disponibles, extraídos del Catálogo de Piedras Ornamentales del Uruguay (1993).

Muchas de las variedades de rocas graníticas ornamentales, conocidas como “granitos coloreados”, en diversas tonalidades de color rosa, rojo, violáceo, etc., han sido explotadas en el entorno costero próximo a los principales centros urbanos y corresponden –en su mayoría– a unidades magmáticas de edad Cámbrica. En general, se trata de cuerpos ígneos plutónicos, de dimensiones diversas, que son explotados a partir de bochas o canteras y que presentan texturas variables, desde equigranulares a porfiríticas, y tamaño de grano medio a grueso.

En Uruguay, la explotación de granitos para uso ornamental data de hace más de 100 años, siendo la calidad de sus productos reconocida a nivel internacional. Las primeras explotaciones están vinculadas a las rocas cámbricas pertenecientes al Complejo Sierra de Ánimas y al Granito de La Paz,[1] y a otras rocas graníticas (de edad precámbrica) del departamento de Colonia, destinadas fundamentalmente a la producción de adoquines y material de construcción. El Complejo Sierra de Ánimas ha proporcionado, además, numerosas variedades de rocas muy conocidas en varios revestimientos urbanos como son las variedades comerciales denominadas *granito Artigas* (utilizado por ejemplo en el Mausoleo a Artigas, en la Plaza Independencia de Monte-

1. El primer monumento importante en homenaje al prócer oriental José Artigas (1764-1850) fue erigido en la Plaza Independencia de la ciudad de San José de Mayo, entre 1896 y 1898. Para la base (de más de 10 m de altura), una mole de granito de siete toneladas fue transportada en tren desde una cantera en La Paz, Canelones, hasta San José, y llevada luego desde la estación a la plaza por una zorra tirada por seis yuntas de bueyes y nueve mulas. El diseño de la estatua de 3,5 m fue encargado a Juan Luis Blanes (1855-1895) y terminado por su padre, el pintor Juan Manuel Blanes (1830-1901); fue fundida en bronce en Florencia por el escultor italiano Dante Costa. *(N. de E.)*

video)[2] o el *Violeta Imperial*, de tonos grises–violáceos (utilizado, por ejemplo, parcialmente en la Torre de las Telecomunicaciones de ANTEL).[3]

UNIDADES GEOLÓGICAS

Complejo Sierra de Ánimas

Este complejo plutono–volcánico, cuyas primeras referencias se remontan a Darwin (1875), fue llevado al rango de formación por Bossi (1966) y como Complejo Sierra de Ánimas por Sánchez (1998). Se localiza al Oeste de la Zona de Cizalla de Sierra Ballena y el mismo está relacionado a los eventos distensivos finales de la orogenia Brasiliana, responsables de la génesis de *rift*eamientos y cuencas tipo *pull-apart* sobre el basamento cristalino más antiguo.[4] Está ampliamente expuesto en la costa y alrededores del balneario Piriápolis, y representado por rocas ígneas intrusivas (sienitas, sienitas cuarzosas y granitos), subvolcánicas–volcánicas (basaltos, traquitas y riolitas) y rocas piroclásticas.[5] Esta variedad de rocas magmáticas se encuentra,

2. El Mausoleo que guarda la urna con los restos de Artigas fue construido por resolución del gobierno dictatorial uruguayo (1974) e inaugurado en 1977. Está emplazado debajo de la gran estatua ecuestre del prócer, hecha en bronce en Italia por el escultor Angelo Zanelli (1879-1942) y colocada sobre un basamento de granito gris lustrado, realizado en Uruguay; se inauguró en 1923. *(N. de E.)*
3. El Complejo Edilicio Torre de las Telecomunicaciones (una torre de 160 metros y cinco edificios de baja altura) fue construido entre 1997 y 2000, y terminado en 2003, sobre un proyecto básico elaborado por el arquitecto uruguayo Carlos Ott. Alberga las oficinas centrales de la Administración Nacional de Telecomunicaciones (ANTEL). *(N. de E.)*
4. *Pull-apart basins* o cuencas tipo *pull-apart* son aquellas cuencas cuya génesis está asociada a zonas de falla transcurrentes (*strike slip faults*), con o sin deslizamiento escalonado de bloques (*en echellon strike slip faults*). La dirección de elongación principal de estas cuencas es paralela a la dirección de la zona de falla. Fuente: Bates RL & Jackson J (1987): *Glossary of Geology*, 3rd edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, Estados Unidos, 787 pp.
5. Francisco Piria (1847-1933), nacido en Montevideo de padres genoveses, llegó a tener una sólida posición como vendedor y rematador de cientos de solares en la periferia de la capital (Paso del Molino, Pocitos, Colón). En 1890, tras un viaje por Europa, llega a los arenales que rodean el llamado Puerto del Inglés (a un centenar de kilómetros al Este de Montevideo) y decide la compra de 2.700 cuadras de campo entre el Cerro Pan de Azúcar y el mar, personalizando la zona como Piriápolis (del griego *polis* = ciudad-estado). Instaló el "Establecimiento Agronómico Piriápolis" para vender granitos y mármoles, forestar, plantar uva y tabaco. En 1897 termina la construcción del Castillo, su residencia particular. En 1898, una invasión de langostas destruye todos sus plantíos; pero coloca un Cristo Redentor entre el Castillo y el Cerro del Toro, lugar donde geológicamente se separan los granitos de los pórfidos. En 1905 construye el Gran Hotel (hoy Colonia Escolar de Vaca-

además, asociada a rocas sedimentarias generadas en diferentes etapas distensivas durante el Neoproterozoico (Sánchez & Rapalini 2002).

Las rocas intrusivas sieníticas y graníticas son rocas cuarzo–feldespáticas, con anfíbol como mineral accesorio, de colores grises a rosado verdoso y texturas equigranulares, con tamaños de cristales medios a gruesos. Las rocas volcánicas de composición intermedia a ácida (traquitas y riolitas: Punta Colorada, Cerro San Antonio, por ejemplo) son rocas levemente porfiríticas de colores rosados claros a oscuros, con cristales visibles de feldespato alcalino y cuarzo, respectivamente. Los basaltos están expuestos fundamentalmente como diques. Son rocas de textura muy fina de color gris oscuro a negro verdoso, mineralógicamente compuestas por plagioclasas (a veces con cristales visibles a ojo desnudo), feldespato alcalino, piroxeno y anfíbol. Presentan evidencias de alteración hidrotermal, siendo frecuente además, la presencia de carbonatos, epidoto y cloritas, que le confieren las tonalidades verdosas.

Rocas ornamentales asociadas

Granito Guazuvirá

Este material corresponde a un cuerpo sienítico perteneciente al Complejo Sierra de Ánimas, cuya área de explotación se localiza al Norte y Noroeste de la localidad de Pan de Azúcar, en el departamento de Maldonado. Petrográficamente se trata de una sienita de grano medio a grueso, ocasionalmente porfirítica, con fenocristales de feldespato alcalino zoneado, menos de 10% de cuarzo y de color rojo–salmón.

Presenta textura porfirítica con fenocristales de feldespato alcalino, parcialmente alterados, de hasta 3 cm y una matriz inequigranular de grano medio a grueso. La mineralogía está representada por ortosa, microclina, cuarzo, plagioclasa, anfibol, clinopiroxeno y como minerales accesorios epidoto y opacos.

ciones “Dr. Emilio Oribe”). En 1910, inspirado al parecer por la Costa Azul francesa, inicia la construcción de la rambla; eliminó las dunas costeras, por lo que la zona quedó más expuesta a los embates marítimos. En 1912 se realizó el primer remate de solares en Piriápolis, lo que derivó en numerosos chalets, con la consiguiente reducción de la cantidad de árboles y la defensa natural que éstos representaban. En 1913 comienza a correr el tren a vapor (el “trencito de Piria”) que unía la estación de Pan de Azúcar y el puerto de Piriápolis cuya construcción finalizó en 1916. Piria construyó finalmente el Argentino Hotel entre 1920 (la piedra fundamental fue colocada por el presidente de la república Baltasar Brum) y 1930. *(N. de E.)*

Presenta enclaves de rocas básicas de dimensiones menores a 5 cm y concentraciones de biotita de diámetro inferior a 1 cm.

De acuerdo a datos presentados por Bossi & Navarro (2000), este material presenta dos familias principales de fracturas: una de tendencia E–W (entre N80ºW y N80ºE) y otra N10ºW.

En la Figura 2 se presentan algunas de sus propiedades mecánicas.

Ensayo tecnológico	
Carga de ruptura a la compresión simple (Kg/cm^2)	1.863
Hielividad (Kg/cm^2)	2.206
Coeficiente de imbibición (%)	1,22
Resistencia al roce (cm)	48,33
Coeficiente relativo de abrasión (mm)	1,5
Peso unidad de volumen (Kg/m^3)	2.626

Figura 2 – *Parámetros tecnológicos correspondientes al granito Guazuvirá.*
(Catálogo de Piedras Ornamentales del Uruguay 1993)

Es un material fácil de aserrar y que adquiere buen brillo al pulido, por lo que ha tenido muy buena aceptación en el mercado interno. Presenta además buenas aptitudes mecánicas, estando sus principales limitaciones vinculadas al grado del alteración, aunque éste no llega a valores límites que comprometan el uso del material (Lámina I: 1).

Desarrolla buenos afloramientos en forma de bochas superficiales apoyadas sobre pisos de grandes dimensiones. La técnica de explotación que ha sido utilizada consiste en perforar y luego realizar el corte con cuñas o explosivos. El rendimiento promedio de las canteras que han explotado este material es, de acuerdo con datos de Medina (2000), próximo al 35% .

Granito Artigas

Se trata de una sienita de color variable desde gris oscuro a rosado, cuya variedad comercial se denomina *Granito Artigas*. Estas sienitas también forman parte del Complejo Sierra de Ánimas y el yacimiento explotado se ubica próximo a la ciudad de Piriápolis (Cerro de Las Palmas), en el departamento de Maldonado.

Petrográficamente la roca presenta una textura inequigranular a porfirítica, con fenocristales de ortosa y microclina y matriz de grano medio a grueso. Entre los minerales principales presenta además abundante hornblenda, biotita y casi no presenta cuarzo.

Las propiedades mecánicas del material se presentan en la Figura 3.

Ensayo tecnológico	
Carga de ruptura a la compresión simple (Kg/cm^2)	1.803
Hielividad (Kg/cm^2)	1.803
Coeficiente de imbibición (%)	1,6
Resistencia al roce (cm)	38,33
Coeficiente relativo de abrasión (mm)	1,63
Peso unidad de volumen (Kg/m^3)	2.721

Figura 3 – *Parámetros tecnológicos correspondientes al Granito Artigas.*
(Catálogo de Piedras Ornamentales del Uruguay 1993)

El rendimiento del material es variable de acuerdo a las heterogeneidades que aparecen y a las variaciones de color, estando la misma, para bloques homogéneos de tamaño medio (hasta 2,5 m^3), en el entorno del 25 al 30% (Medina 2000).

Es un material atractivo estéticamente, fácil de aserrar y que adquiere buen brillo al pulido, además de presentar buenas aptitudes mecánicas (Lámina I: 2). Las limitaciones que eventualmente exhibe, están relacionadas con la aparición de ocasionales filones, variaciones cromáticas debidas a alteración y presencia de microfisuras.

Granito Violeta Imperial

Este material denominado así comercialmente corresponde petrográficamente a una sienita cuarzosa, de color gris con reflejos violáceos–verdosos. Integra, junto con las otras variedades petrográficas anteriormente descritas, el Complejo Sierra de Ánimas y se explota próximo a la localidad de Pan de Azúcar, en el departamento de Maldonado.

Petrográficamente presenta una textura inequigranular a levemente porfirítica, con fenocristales de tamaño entre 1 y 3 cm y matriz de grano fino a medio (1–5 mm).

La mineralogía está representada por ortoclasa, microclina, cuarzo, augita, escasas plagioclasas y minerales opacos, además de hornblenda, epidoto y clorita como minerales secundarios. Es una roca de color muy atractivo, exótico, pero que se presenta muy alterada, estando los feldespatos y piroxenos muy alterados, lo que compromete su brillo y durabilidad (Lámina I: 3).

Granito de La Paz

El granito de La Paz aflora en los alrededores de las ciudades de La Paz y Las Piedras (departamento de Canelones), siendo la principal fuente de abastecimiento de granulados naturales residuales, fundamentalmente aquellos conocidos como "toscas", para Montevideo y área metropolitana, así como para otros departamentos cercanos a la capital (Goso & Goso Aguilar 2004).

Esta intrusión granítica, a pesar de presentarse intensamente fracturada e intemperizada, ha sido explotada en forma subordinada como material para uso ornamental, siendo conocido comercialmente como granito *Caramel Pink*.

Se trata de un granito post–orogénico a anorogénico que intruye, en la porción Sur, a rocas correspondientes a la Formación Montevideo (Oyhantçabal *et al.* 2003), y en la porción Norte, es cubierto por sedimentos de la Cuenca de Santa Lucía.

Desde el punto de vista textural han sido reconocidas dos facies petrográficas para esta intrusión: una facies porfirítica y una facies equigranular (Oyhantçabal *et al.* 1990).

La **facies porfirítica** representa a la mayor parte del macizo granítico y corresponde a un granito de color rosado, con fenocristales de feldespato alcalino con tamaño de 3 a 4 cm (microclina) inmersos en una matriz inequigranular media. Estos cristales de microclina presentan ocasionalmente procesos intensos de albitización y pertitización. La mineralogía está representada por microclina pertítica, albita, oligoclasa (zoneada), cuarzo (en dos generaciones), ortosa con textura rapakivi, biotita, hornblenda y como minerales accesorios circón, apatito y opacos (Lámina I: 4).

Estructuralmente presenta frecuentes enclaves y xenolitos con tamaños superiores a los 10 cm de diámetro y recortes filonianos.

Este material es explotado a partir de las "bochas" que aparecen en el regolito granítico, así como en el piso de canteras de balasto abandonadas.

En la Figura 4 se exponen las propiedades tecnológicas.

Ensayo tecnológico	
Carga de ruptura a la compresión simple (Kg/cm^2)	1.849
Hielividad (Kg/cm^2)	1.841
Coeficiente de imbibición (%)	0,62
Resistencia al roce (cm)	42,5
Coeficiente relativo de abrasión (mm)	1,7
Peso unidad de volumen (Kg/m^3)	2.739

Figura 4 – *Parámetros tecnológicos correspondientes al granito de La Paz.*
(Catálogo de Piedras Ornamentales del Uruguay 1993)

Los bloques que se extraen son, en general, de tamaño medio (1 m^3), siendo excepcional la explotación de bloques mayores, realizándose para su obtención, barrenos y posterior corte con explosivos o técnicas tradicionales de “picapedrero”. La producción es baja, próxima al entorno de unas pocas decenas de metros cúbicos al año, siendo una actividad accesoria a la explotación de “tosca”.

La **facies equigranular** aparece expuesta en el borde Sur de la intrusión. Se trata de un granito equigranular de grano medio a grueso, homogéneo, de color rosado intenso, con ocasional presencia de nódulos de biotita. La mineralogía está representada por ortosa pertítica fuertemente albitizada, microclina pertítica, cuarzo en dos generaciones, albita, biotita, anfibol y como minerales accesorios epidoto, calcita, circón, apatito y fluorita. Este material constituye gran parte de los cordones de las veredas y adoquines de la ciudad de Montevideo pero actualmente casi no es explotado.

Granito de Santa Teresa

El Complejo Granítico de Santa Teresa (Preciozzi *et al.* 1985; Muzio 1995) está situado en la porción Nordeste del departamento de Rocha y constituye uno de los mayores cuerpos intrusivos conocidos en el país, con aproximadamente 800 km^2 de área expuesta. Se trata de una intrusión epizonal emplazada en los metasedimentos de bajo grado de la Formación Rocha (Sánchez & Mezzano 1993). El relevamiento cartográfico del sector centro–Este del complejo, permitió identificar una amplia variedad de facies petrográficas, las cuales, en función de sus características químicas, fueron reuni-

das en dos grandes suites magmáticas denominadas como Suite calco–alcalina Santa Teresa y Suite peraluminosa Sierra de la Blanqueada (Muzio & Artur 1999).

La Suite calco–alcalina Santa Teresa está localizada principalmente a lo largo de la costa atlántica. Comprende variedades texturales predominantemente porfiríticas, de composición monzo- a sienogranítica, con esfeno, alanita, circón y magnetita como principales minerales accesorios. Presenta abundantes enclaves microgranulares básicos y un grado de alteración medio a alto, siendo estos elementos dos factores limitantes importantes en lo que se refiere a su aplicación como material ornamental o de revestimiento.

A pesar de las consideraciones mencionadas, una de sus facies petrográficas más conocidas, como la que aflora en el Parque Nacional de Santa Teresa (monzogranito biotítico porfirítico, con matriz gruesa y de color gris claro), ha sido utilizada históricamente como material de construcción mediante la extracción de bloques medianos y adoquines, siendo utilizados para revestimiento de varios predios existentes en las inmediaciones. Cabe señalar que la cantera de la cual se extraen en la actualidad dichos bloques y columnas se encuentra dentro del propio parque, sobre el camino que conduce al Cerro Mangrullo (Lámina I: 5).

En lo que se refiere a la Suite peraluminosa Sierra de la Blanqueada, la misma está expuesta a partir del sector Oeste de la Laguna Negra y está compuesta por variedades texturales inequigranulares, de composición monzo– y sienogranítica de color rosado a gris claro, con muscovita, turmalina (primaria), ilmenita y monacita como principales minerales accesorios. No presenta estructuras primarias como enclaves o estructuras de flujo magmático, pero se presenta con un importante grado de alteración e intensamente fracturado. Estas últimas características impiden su explotación con fines ornamentales, pero lo habilitan para la extracción de materiales granulares naturales de diferente calidad, para obras civiles y viales, como fuera mencionado por Goso & Goso Aguilar (2004).

Otras manifestaciones magmáticas

A continuación, se hará una breve síntesis sobre las principales características petrográficas y/o estructurales de otros cuerpos graníticos cuyas edades son asignadas al entorno próximo del período Cámbrico. Si bien la mayor parte de ellos no cuenta con antecedentes importantes desde el punto de vista exploratorio y comercial como material ornamental, pueden ser

igualmente evaluados según su estado de preservación como materiales aptos para otro tipo de obras civiles (agregados granulares para construcción u obras viales, etc.)

Granito de Polanco

Este complejo granítico, delimitado inicialmente por Bossi *et al.* (1975) y caracterizado posteriormente por Preciozzi *et al.* (1985), comprende varias facies petrográficas con características estructurales distintas, así como diferentes grados de alteración. Se trata de una intrusión importante en términos de área aflorante, con una edad determinada a partir de dataciones rubidio–estroncio (Rb-Sr) en roca total, de 548 ±15 Ma (Umpierre & Halpern 1971). Se encuentra recortando la secuencia metasedimentaria correspondiente al Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher *et al.* 1998), generando la intrusión de una de sus facies, metamorfismo de contacto sobre las calizas de la Unidad Polanco (Gaucher *et al.* 1996).

Granito de Guazunambí

Este cuerpo ígneo hace intrusión en litologías pertenecientes al Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher *et al.* 1998), ubicándose la zona de explotación en las proximidades de la localidad homónima. Aflora como un cuerpo alargado de rumbo N20E con bordes orientados en contacto con la faja milonítica. Desde el punto de vista petrográfico el material dominante es un leucogranito de grano medio a grueso con escasos accesorios. El feldespato potásico, muy abundante, es de color rojo, imprimiendo esa tonalidad al conjunto de la roca.

Es una roca granuda compuesta por microclina, oligoclasa, cuarzo y biotita (Preciozzi *et al.* 1985). La microclina, de color rosado intenso, es el mineral más abundante y se desarrolla en cristales de 1 a 3 cm que incluyen los otros componentes mineralógicos.

La oligoclasa es escasa y se desarrolla en cristales pequeños de color pálido. El cuarzo, en un contenido del 30%, es de color grisáceo y se desarrolla en granos de hasta 5 mm. La biotita forma grupos de cristales de 2 a 3 mm de diámetro.

Desde el punto de vista de sus propiedades físicas, es una roca que presenta los siguientes valores, según el Catálogo de Piedras Ornamentales del Uruguay (1993):

Ensayo tecnológico	
Carga de ruptura a la compresión simple (Kg/cm^2)	1.700
Hielividad (Kg/cm^2)	1.600
Coeficiente de imbibición (%)	1,3
Resistencia al impacto (cm)	48,4
Coeficiente relativo de abrasión (mm)	1,56
Peso unidad de volumen (Kg/m^3)	2.700

Figura 5 – *Parámetros tecnológicos correspondientes al granito Guazunambí.*
(Catálogo de Piedras Ornamentales del Uruguay, 1993)

Se trata de un granito bastante isótropo, leucócrata, de color rosado intenso, con textura equigranular y tamaño de grano medio a grueso. Desde el punto de vista estructural, presenta estructuras primarias representadas por xenolitos de rocas milonitizadas, de color negro, xenolitos de calcáreos y micaesquistos, así como ocasionales nódulos de biotita, con bordes netos a difusos (Preciozzi *et al.* 1985). La edad del mismo, determinada por el método Rb-Sr en roca total, lo sitúa en el entorno de los 532 ±11 Ma (Kawashita *et al.* 1999).

Debido a la presencia de diferentes estructuras primarias y tectónicas, la zona aprovechable está en la parte central del macizo, donde no influyen ni las fracturas de emplazamiento ni la tectónica transcurrente de las milonitas de la zona de cizalla de Sierra Ballena (Bossi & Navarro 2000). Es un material que presenta un color muy atractivo y que permitiría extraer grandes bloques ya que es muy homogéneo desde el punto de vista textural. A modo de ejemplo, parte de las explotaciones recientes realizadas en este cuerpo fueron utilizadas para remodelar el malecón de la rambla Sur de Montevideo.

Granito Santa Clara

Este granito se localiza en los alrededores de la cuchilla Pablo Páez, en el departamento de Cerro Largo. Se trata de un pequeño cuerpo granítico que aflora conformando extensas losas a ras del suelo, con fracturas relativamente espaciadas (6–8 m) pero no estrictamente perpendiculares (Bossi & Navarro 2000). El material es de textura porfirítica, a veces con estructuras fluidales, con fenocristales de feldespato potásico, lo que da a la roca un aspecto estéticamente aceptable.

La variedad que comercialmente ha sido utilizada como roca ornamental, es conocida como *Rojo Santa Clara* y sus principales parámetros tecnológicos se encuentran listados en la Figura 6.

Ensayo tecnológico	
Carga de ruptura a la compresión simple (Kg/cm^2)	1.661
Hielividad (Kg/cm^2)	1.591
Coeficiente de imbibición (%)	1,34
Resistencia al impacto (cm)	48,4
Coeficiente relativo de abrasión (mm)	1,56
Peso unidad de volumen (Kg/m^3)	2.707

Figura 6 – *Parámetros tecnológicos correspondientes al granito Rojo Santa Clara.*
(Fuente: Blackstone of America; http//www.edelfin.com)

Granito de Cuchilla Dionisio

Este cuerpo granítico fue descrito inicialmente por Bossi (1968) y se trata de una intrusión que recorta la faja gnéissica–migmatítica del cinturón Cuchilla Dionisio, cuya área aflorante se localiza en el departamento de Treinta y Tres (Bossi *et al.* 1998). Desde el punto de vista petrográfico fue caracterizado por estos autores como un cuerpo relativamente isótropo, con textura porfirítica constituida por fenocristales de feldespato potásico y una matriz de grano medio compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Desde el punto de vista estructural, presenta estructuras magmáticas de flujo, así como filones que recortan las rocas metamórficas anteriormente mencionadas.

La edad de este cuerpo, determinada por Umpierre & Halpern (1971), a partir de datos aportados por el método Rb-Sr, es de 555 ±15 Ma, situándose por lo tanto en el entorno Neoproterozoico–Cámbrico. No se conocen explotaciones de este granito desde el punto de vista ornamental, si bien el mismo es utilizado como material para otro tipo de obras civiles.

Granito del Pintor

Este cuerpo granítico de apenas 8 km^2 está posicionado dentro de la Zona de Cizalla Alférez–Cordillera (departamento de Rocha). Se trata de una intrusión tardía en los ortogneisses de la Unidad Cerro Bori, que presenta mi-

lonitización hacia sus bordes como consecuencia de dicho evento tectónico (Masquelin 2002). Petrográficamente es de composición monzogranítica y geoquímicamente de naturaleza peraluminosa con textura porfirítica, representada por fenocristales de plagioclasa y ortosa. De acuerdo al autor mencionado, este cuerpo presenta abundantes indicadores cinemáticos sinestrales de escala macroscópica, generados por la milonitización del mismo a lo largo de la zona de falla. La edad de esta intrusión, obtenida a partir de datos U-Pb en circones, es de 546 ±69 Ma, siendo considerada esta edad como de cristalización magmática (Masquelin 2002)

ALGUNOS DATOS ACERCA DE LA PRODUCCIÓN DE ROCAS ORNAMENTALES

Los gráficos de referencia que se exhiben a continuación, fueron confeccionados a partir de dados oficiales de producción declarada por empresas mineras ante el organismo estatal competente, representado por la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE–MIEM).

La producción de granitos ornamentales en Uruguay está directamente relacionada con la actividad económica nacional, alcanzando de esta forma valores mínimos de producción en los últimos años, como consecuencia de la recesión económica que afectó al país (Fig. 7). El valor medio anual para el período 1990-2003 es de 8.271 toneladas, equivalentes a 485.080 dólares. El máximo registrado durante el año 1993, hace referencia a la producción puntual de granito gris, encomendada y exportada para el mercado asiático, correspondiente a una roca granodiorítica conocida comercialmente como "*Gris Chamangá*". Las diferentes variedades de rocas graníticas explotadas durante el período analizado, pueden ser discriminadas, según sus valores medios de producción anual, en los siguientes grupos presentados en la Figura 8:

a) Granitos Negros (gabros y diques máficos), 2.180 toneladas con 176.176 dólares;
b) Granitos Grises, 4.456 toneladas y 287.476 dólares; y finalmente
c) Granitos de Color, 1.047 toneladas con 47.822 dólares.

Cabe señalar que dentro de este último grupo están incluidas todas las variedades de color –considerados en el cuadro como rojos y rosados– en su mayoría correspondientes al magmatismo cámbrico y que han sido detalladas al inicio de este capítulo.

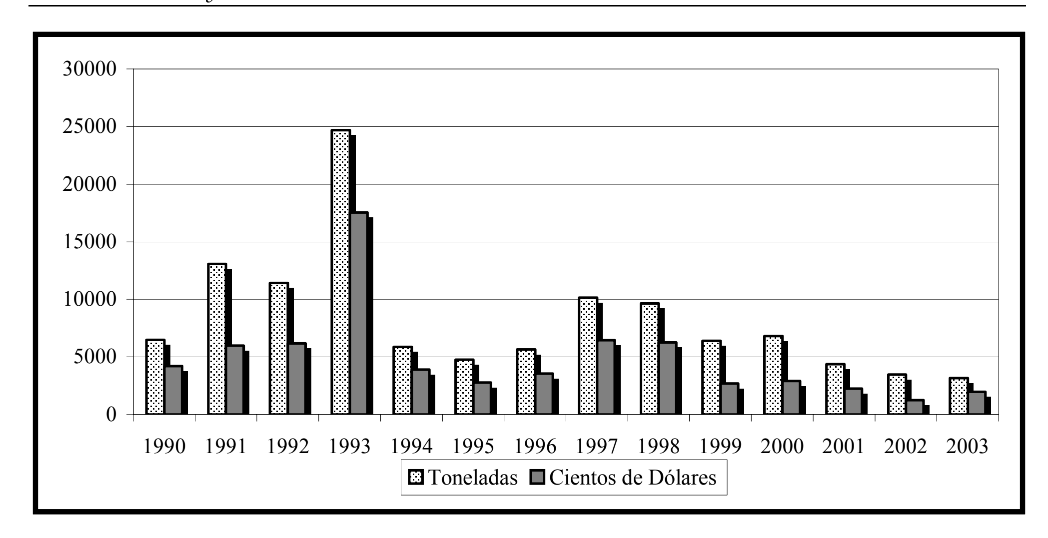


Figura 7 – *Producción total de granitos ornamentales en Uruguay para el período 1990-2003.*

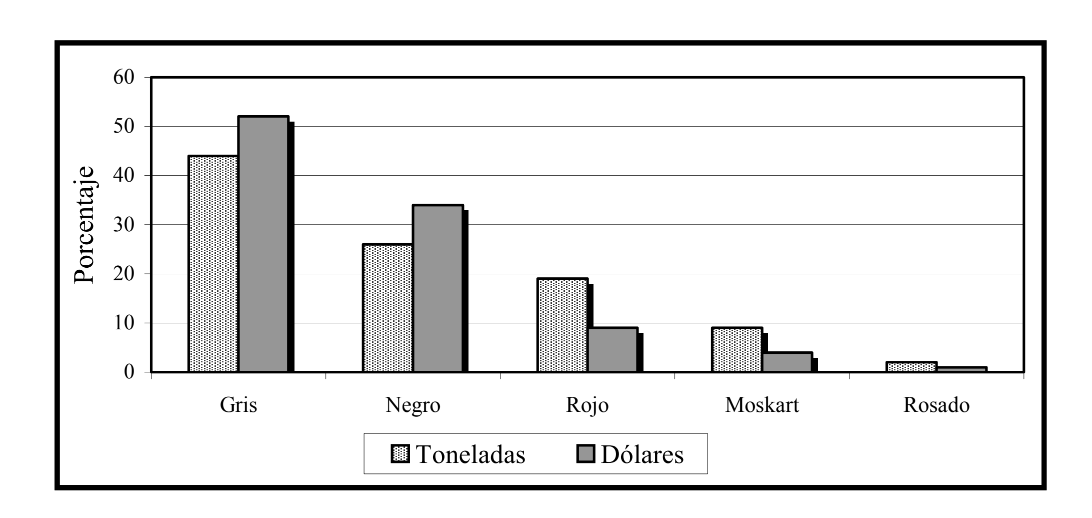


Figura 8 – *Participación porcentual de las diferentes variedades graníticas explotadas a lo largo del período 1990-2003.*

Como puede observarse, las variedades de rocas graníticas con mayor relevancia en cuanto a producción, son los granitos negros y grises de edades proterozoicas, totalizando en conjunto aproximadamente el 70% de la producción en toneladas. Estos valores se corresponden con el 86% de las divisas en dólares del sector. Estas son las únicas variedades que presentan un incremento en su valor de producción en dólares, próximo al 15%, en relación

a su producción en toneladas para el período 1990–2003 (Morales & Muzio 2005). Por otro lado, las variedades de color han visto reducida su participación en el sector productivo hasta en un 50%. Esto es indicativo de las importantes diferencias en el precio de estos materiales a nivel del mercado interno.

Bibliografía

Almeida FF, Amaral G, Cordani U & Kawashita K (1976): *The Precambrian evolution of the South American cratonic margin*, pp. 1411-1446 de Nairm & Stehli (eds): *Ocean basins and margins*. Plenum, New York.

Bossi J (1966): *Geología del Uruguay*. Dpto. Publ. UdelaR, Montevideo, 411 pp.

Bossi J (1968): *Ensayo de clasificación geológica de las rocas ígneas*. Bol. Publ. Fac. Agron., Montevideo, 102: 27 pp.

Bossi J, Ferrando LA, Fernández A, Elizalde G, Morales H, Ledesma J, Carballo E, Medina E, Ford I & Montaña J (1975): *Carta geológica del Uruguay a escala 1/1.000.000*. Dirección de Suelos y Fertilizantes – Ministerio de Agricultura y Pesca, Montevideo.

Bossi J Ferrando LA, Montaña J, Campal N, Morales H, Gancio F, Schipilov A, Piñeyro D & Sprechmann P (1998): *Carta Geológica del Uruguay, escala 1/500.000*. Montevideo, Edición Geoeditores SRL (CD-ROM).

Bossi J & Gaucher C (2004): *The Cuchilla Dionisio Terrane: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW–Gondwana*. Gondwana Research 7(3): 663-674.

Bossi J & Navarro R (2000): *Recursos minerales del Uruguay*. Ed. Rojobona, Montevideo.

Campal N & Gancio F (1993): *Asociación volcanitas–piroclastitas de los Cerros Aguirre (departamento de Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del ciclo Brasiliano en el Uruguay*. Simposio internacional del Neoproterozoico–Cámbrico de la Cuenca del Plata, Actas I, Vol. II, trab. 14, La Paloma, Minas, Uruguay.

Catálogo de Piedras Ornamentales del Uruguay (1993): Convenio de Cooperación DINAMIGE–Comunidad Económica Europea, 81 pp.

Darwin C (1875): *Geological observations on the volcanic islands and parts of South America visited during the voyage of H.M.S. Beagle*. Smith, Elder & Co. (eds), 2nd. ed., London, 647 pp.

Echevarría MR & García Bielsa JI (1996): *El sector de la piedra natural*, pp. 25-40 de López Jimeno C (ed): *Manual de rocas ornamentales. Prospección, explotación, elaboración y colocación*. Entorno Gráfico, Madrid.

Frazão EB & Farjallat JES (1995): *Seleção de pedras para revestimentos e prioridades requeridas*. Rev. Rochas de Qualidade, 124: 80-93.

Gaucher C, Sprechmann P & Montaña J (1998): *Sedimentology, paleontology and paleogeography of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group, Uruguay*. 16 Lateinamerika Kolloquium, Terra Nostra, Bayreuth, Alemania, 98(5): 43-44.

Gaucher C, Sprechmann P & Schipilov A (1996): *Upper and middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Stuttgart, Alemania, 199(3): 339-367.

Goso H & Goso Aguilar C (2004): *Los recursos minerales del Cenozoico*, pp. 229-268 de Veroslavsky G, Ubilla M & Martínez S (eds): *Cuencas sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Cenozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias, Montevideo.

Hollanda Vidal FW, Bessa MF & Batista MA (1999): *Avaliação de rochas ornamentais do Ceará a través de suas características tecnológicas*. Tecnología Mineral 74, CETEM – MCT, Rio de Janeiro, 31 pp.

Kawashita K, Gaucher C, Sprechmann P, Texeira W & Victória R (1999): *Preliminary chemostratigraphy insight on carbonate rocks from Nico Pérez Terrane (Uruguay)*. South American Symposium on Isotope Geology, Actas II, Córdoba, pp. 399-402.

Masquelin H (2002): *Evolução estrutural e metamórfica do Complexo Gnáissico Cerro Olivo, sudeste do Uruguay*. Tese de Doutorado, Vol. I, IG – UFRGS, Porto Alegre, Brasil, 226 pp.

Medina E (2000): *Rocas de Aplicación del Uruguay*. Informe Interno de la Dir. Nac. de Minería y Geología, MIEM, 53 pp.

Morales E & Muzio R (2005): *Balanço mineral do setor ornamental de rochas graníticas do Uruguay, periodo 1990-2003*. Anais, CD, I Congresso Internacional de Rochas Ornamentais, Guarapari, Espírito Santo, Brasil.

Muzio R (1995): *Faciologia, tipologia de zircão e geoquímica do setor centro–leste do Complexo granítico Santa Teresa, Uruguay*. Dissertação de Mestrado, IGCE–UNESP, Rio Claro, Brasil, 171 pp.

Muzio R & Artur AC (1999): *Petrological features of the Santa Teresa Granitic Complex, southeastern Uruguay*. J South American Earth Sciences, 12: 501-510.

Oyhantçabal P, Derrégibus M & Muzio R (1990): *Contribución al conocimiento petrográfico, geoquímico y estructural del Granito de La Paz*. Congreso Uruguayo de Geología, Actas I, Montevideo, 1: 81-87.

Oyhantçabal P, Spoturno J, Aubet N, Cazaux S & Huelmo S (2003): *Proterozoico del Suroeste del Uruguay: Nueva propuesta estratigráfica para la Formación Montevideo y el magmatismo asociado*. Rev. Soc. Uruguaya Geología, Pub. Esp. , CD, 1: 38-48.

Preciozzi F, Spoturno J, Heinzen W & Rossi P (1985): *Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a escala 1/500.000*. DINAMIGE, Montevideo, 72 pp.

Rodríguez EP, Chidi Filho C & Vianna JM (1997): *Importancia da petrografia microscópica para a previsão do comportamento e durabilidade de rochas ornamentais*. Rev. Rochas & Equipamentos, 47: 78-86.

Sánchez L (1998): *Evolución tectónica del Cinturón Don Feliciano en la región Minas – Piriápolis, R.O.U.* Tesis Doctoral, Un. Buenos Aires, Argentina, 344 pp.

Sánchez L & Mezzano A (1993): *Análisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (ex-Grupo Rocha)*. Rev. Brasilera Geociencias, 23(3): 323-329.

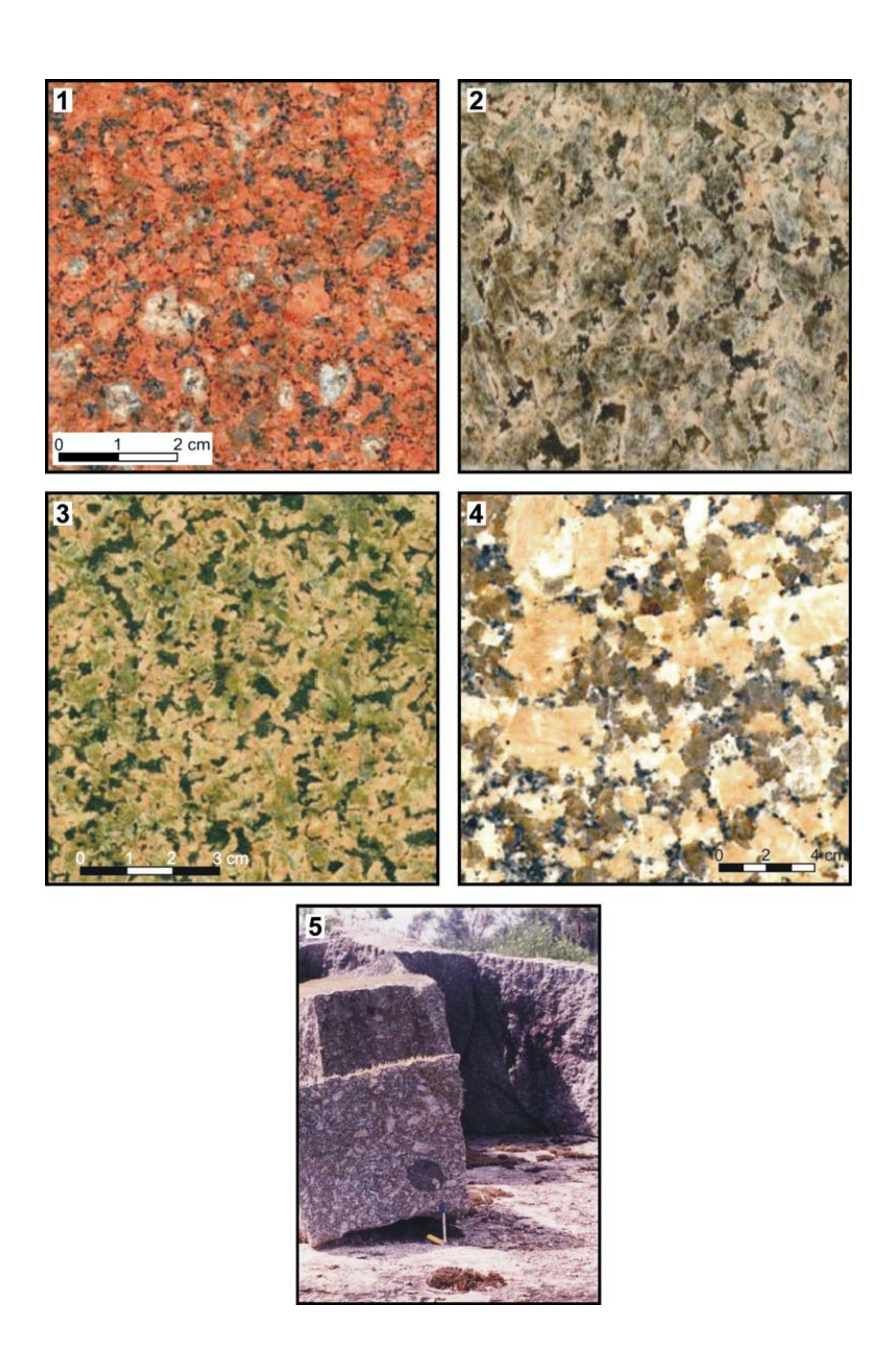
Sánchez L & Rapalini AE (2002): *Paleomagnetism of the Sierra de las Ánimas Complex, southern Uruguay: its implications in the assembly of western Gondwana*. Precambrian Research, 118: 243-265.

Umpierre M & Halpern M (1971): *Edades Rb-Sr del Sur de la República Oriental del Uruguay*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, 26: 133-155.

Walther K (1919): *Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay*. Rev. Inst. Nac. Agron., 3: 186 pp.

Lámina I – *Algunos tipos de rocas ornamentales graníticas.*

1: *Granito Guazuvirá;* 2: *Granito Artigas;* 3: *Granito Violeta Imperial;* 4: *Granito de La Paz (Caramel Pink);* 5: *Granito de Santa Teresa (cantera del Cerro Mangrullo).*


1
0
1
2 cm
2
3
0
1
2
3 cm
4
0
2
4 cm
5

ÍNDICE TEMÁTICO